AS
142
V314X
NH

DENKSCHRIFTEN

DER

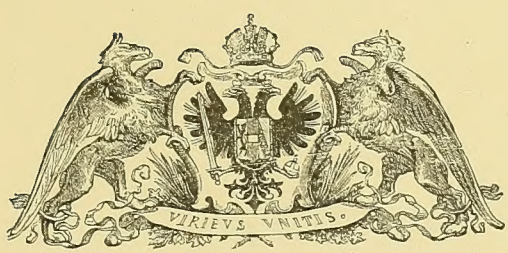
KAISERLICHEN

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN

MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHE KLASSE

FÜNFUNDSIEBZIGSTER BAND

I. HALBBAND



LIBRARY OF CONGRESS
515722
JAN 12 1914
SMITHSONIAN DEPOSIT.

WIEN

AUS DER KAISERLICH-KÖNIGLICHEN HOF- UND STAATSDRUCKEREI

1913

AS142
.V314

Inhalt.

Seite

Becke: I. Über Mineralbestand und Struktur der krystallinischen Schiefer (mit 1 Textfigur) 1

— II. Optische Untersuchungsmethoden (mit 27 Textfiguren) 55

— III. Zur Physiographie der Gemengteile der krystallinen Schiefer (mit 19 Textfiguren und 2 Tafeln) 97

— IV. Chemische Analysen von krystallinen Gesteinen der Zentralkette der Ostalpen (mit 17 Textfiguren) 153

I. ÜBER MINERALBESTAND UND STRUKTUR

DER

KRYSTALLINISCHEN SCHIEFER

VON

F. BECKE,
W. M. K. AKAD.

Mit 1 Textfigur.

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 7. MAI 1903.

Die hier folgende Abhandlung ist die erste einer größeren Reihe von Publikationen, welche durch die von der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften angeregte und subventionierte petrographische Untersuchung der krystallinen Gesteine der Zentralkette der Ostalpen veranlaßt wird. Sie hat den Zweck, die allgemeinen Ergebnisse über den Mineralbestand und die Struktur der krystallinen Schiefer darzulegen, die durch eine mehrjährige Beschäftigung mit den krystallinen Schiefern der Ostalpen und durch deren Vergleich mit anderen Gebieten, namentlich dem niederösterreichischen Waldviertel und dem Altvatergebirge, gewonnen wurden.

Der Form nach trägt der Autor, dessen Name unter dem Titel steht, die Verantwortung für den Inhalt derselben. Aber es soll ausgesprochen werden, daß die hier niedergelegten Gedanken und Vorschläge das Ergebnis eines intensiven Austausches und eingehender Diskussionen zwischen dem Verfasser und den Herren Prof. F. Berwerth in Wien und Prof. U. Grubenmann in Zürich sind. Es ist ganz unmöglich, anzugeben, was jedem einzelnen von uns an Urheberrechten zukommt; für die Form muß der Verfasser die Verantwortung übernehmen; der Inhalt ist unser gemeinsames geistiges Eigentum.

Diesem ersten allgemeinen Teil werden weitere folgen, welche sich beziehen auf die chemischen Verhältnisse, auf die in unseren Untersuchungen angewandten Untersuchungsmethoden und auf die Physiographie der einzelnen Mineralgemengteile.

Drei weitere Teile werden die geologische Detailbeschreibung der aufgenommenen Profile und zwar durch das Ost- und Westende der Hohen Tauern und eines durch die Ötztaler Masse sowie die Petrographie der auf diesen Profilen angetroffenen Gesteine enthalten.

Ein Schlußteil wird die Ergebnisse in geologischer und petrographischer Beziehung zusammenfassen.

Einleitung.

In dem Bericht über die VII. Tagung des internationalen Geologen-Kongresses in St. Petersburg findet sich ein interessanter Vorschlag, die Klassifikation der Gesteine betreffend.[1]

Maßgebend für die Klassifikation der Gesteine sollten sein die primären, bei der Bildung erworbenen Eigenschaften. Jedes ältere Gestein hat primäre, bei seiner Bildung entstandene und sekundäre, durch Diagenese oder Metamorphose erworbene Eigenschaften. Diese zu verschiedenen Zeiten entstandenen Charaktere können den Typus des Gesteines so verändern, daß die sekundären Eigenschaften wesentlich die primären akzessorisch erscheinen. Trotzdem bestimmen nur die primären Eigenschaften die Haupt-, gruppen des lithologischen Systems.

Da alle krystallinen Schiefer zu diesen veränderten Typen gehören, so fallen die krystallinen Schiefer als besondere Klasse der Gesteine weg und werden als veränderte bei ihren ursprünglichen Typen eingereiht.

Der Grundgedanke hat nicht nur bei der Tagung des Kongresses, wie aus dem Protokoll der betreffenden Sitzung zu ersehen ist, lebhaften Beifall gefunden, sondern ist auch von anderer Seite aufgenommen worden.[2]

Insoferne durch diese Auseinandersetzungen dargetan werden soll, daß es keine Formation krystalliner Schiefer gebe, wie es eine silurische oder eine Triasformation gibt, kann man ihnen unbedingt zustimmen; das ist, wie wir glauben, eine richtige Erkenntnis.

Was man mit den krystallinen Schiefern im System zu tun hat, das ist — wie alle Klassifikationsfragen — schließlich Sache der Zweckmäßigkeit und des Übereinkommens und soll uns in dieser Arbeit nicht beschäftigen.

Wohl aber soll hier die Ansicht vertreten werden, daß man unbeschadet der sonstigen Behandlung der krystallinen Schiefer im System eine Reihe von petrogenetischen Prozessen anerkennen muß, welche aus den ihnen unterworfenen Materialien krystalline Schiefer entstehen lassen.

Die Prozesse führen bei gegebenem Ausgangsmaterial, also bei gegebener chemischer Zusammensetzung gesetzmäßig zu bestimmten Mineralaggregaten in ganz bestimmter Struktur, liefern also ein »Gestein«, wenn man darunter einen selbständigen Teil der Erdrinde versteht, der durch einen besonderen geologischen Vorgang entstanden ist und eine bestimmte chemische und Mineralzusammensetzung darbietet.

Wir fassen daher den Begriff krystalliner Schiefer nicht als Bezeichnung einer geologischen Formation, welche die Unterlage der ältesten fossilführenden klastisch-sedimentären Formation bildet. Wir schrecken auch nicht davor zurück, ein Gestein als einen krystallinischen Schiefer zu bezeichnen, wenn sich durch irgendwelche Beobachtungen, sei es der Lagerungsform oder gewisser Strukturreste, wahrscheinlich machen läßt, daß das betreffende Gestein ursprünglich ein Eruptivgestein gewesen sei.

Wir sehen vielmehr das Hauptkriterium eines krystallinischen Schiefers in der Ausbildung einer gesetzmäßigen Mineralassoziation aus gegebenen Stoffen in einer bestimmten Struktur, die das Resultat eines geologischen Vorganges sind Dieser geologische Vorgang, der ja in vieler Beziehung noch der Aufklärung bedarf, der selbst verschiedener Modifikationen fähig ist, kann dem Vorgang bei der Bildung eines

---

[1] Johannes Walther: Versuch einer Klassifikation der Gesteine auf Grund der vergleichenden Lithogenie. Comptes rendus des Internat. Geol. Kongr. VII. Session, St. Petersburg, S. 9—25.

[2] Vergl. z. B. Klockmann: Mineralogie, S. 255: Diesen Gesteinen (nämlich den krystallinen Schiefern) kommt im Grunde genommen keine Selbständigkeit neben den Erstarrungs- und Sedimentärgesteinen zu, sondern sie sind in diesen beiden Gruppen einzureihen.

Erstarrungsgesteines oder bei der Bildung eines Sedimentes als gleichwertig gegenübergestellt werden, gewiß aber nicht als gleichartig. Aber das ist auch gar nicht nötig, denn die geologischen Prozesse, die zur Bildung eines Sedimentgesteins oder eines Erstarrungsgesteins führen, sind ebensowenig gleichartig.

Auch diejenigen, welche der Auffassung Walthers zustimmen und die krystallinischen Schiefer ihrer Selbständigkeit in der Klassifikation berauben wollen, werden nicht umhin können, sich an verschiedenen Stellen ihres Systems der Gesteine mit jenen gesteinbildenden oder besser: gesteinformenden Vorgängen zu beschäftigen, die wir hier im Auge haben.

Im vorliegenden Teile unserer Arbeit wollen wir jene Prozesse insoweit behandeln, als sie sich im Mineralbestand und in der Struktur der krystallinen Schiefer äußern. Den Stoff betrachten wir vorläufig als gegeben und schieben daher auch die Frage der Herkunft des Stoffes sowie manche andere Frage zurück.

Neue Begriffe lassen sich leichter entwickeln, wenn man sie nach dem Moment der Analogie oder des Gegensatzes an bereits gewohnte und bekannte Begriffe anknüpft. Von dieser Beziehung soll hier Gebrauch gemacht werden, indem einerseits Ähnlichkeiten, anderseits die Unterschiede der krystallinen Schiefer aufgesucht werden gegenüber den in der petrographischen Bearbeitung weiter vorgeschrittenen Erstarrungsgesteinen.

Mineralbestand und Struktur der Erstarrungsgesteine.

In den Erstarrungsgesteinen krystallisieren die Gemengteile nacheinander in zum Teil übergreifenden Bildungsperioden aus dem Magma. Diese zeitliche Aufeinanderfolge der Bildung der Gemengteile ist für die Erstarrungsgesteine ebenso charakteristisch als ursächlich mit der ganzen Entstehung des Erstarrungsgesteins verknüpft. Von diesem Gesichtspunkt aus wird erst Mineralbestand und Struktur der Erstarrungsgesteine wissenschaftlich verständlich.[1]

Damit ist gesetzmäßig verbunden die Tatsache, daß nicht alle Gemengteile des Erstarrungsgesteins miteinander in chemischem Gleichgewicht stehen. Chemisches Gleichgewicht ist nur vorhanden zwischen den gleichzeitig sich abscheidenden Gemengteilen (den Bodenkörpern) und dem flüssigen Magmarest. Da im Laufe der Erstarrung die Zusammensetzung dieses Magmarestes nicht gleich bleibt, namentlich nicht das Verhältnis zwischen krystallisationsfähigen und gasförmig oder flüssig abgegebenen Bestandteilen (agents mineralisateurs), da während derselben häufig der Druck, stets die Temperatur sich ändert, sind die ersten Ausscheidungen mit den späteren oder gar mit dem letzten flüssigen oder flüchtigen Magmarest nicht im chemischen Gleichgewicht. Spuren davon sind in den bekannten Erscheinungen magmatischer Resorption und Korrosion oft genug zu erkennen. In der Regel werden aber die älteren Ausscheidungen wenigstens zum Teil durch Umhüllung diesen Einwirkungen entzogen oder die Zeit reicht nicht hin, um alle möglichen Reaktionen bis zu Ende durchzuführen, und es bleiben Reste der älteren Ausscheidungen neben den jüngsten magmatischen Erstarrungsprodukten erhalten. In diesem Sinne kann man sagen, daß in jedem Erstarrungsgestein Gemengteile vorhanden sind, die miteinander nicht im chemischen Gleichgewicht stehen, welche daher unter Umständen miteinander chemisch reagieren können.

Die allmähliche Veränderung der Krystallisationsbedingungen, wie sie nach Zusammensetzung des Magmarestes, nach Druck und Temperatur in jedem Erstarrungsgestein eintreten muß, findet häufig auffälligen Ausdruck in der isomorphen Schichtung, der Zonenstruktur der Mischkrystalle und es ist namentlich das Moment der im Lauf der Erstarrung sinkenden Temperatur in der Zusammensetzung der

---

[1] H. Rosenbusch: Über das Wesen der körnigen und porphyrischen Struktur bei Massengesteinen. N. Jahrb. f. Min. 1882, II. 1. — J. P. Jddings. On the Crystallization of Igneous Rocks. Philos. Soc. of Washington Bull. Vol. XI, 65—113. 1889. — M. Lévy: Structures et Classification des roches eruptives. Paris, 1889.

aufeinanderfolgenden Schichten der Mischkrystalle klar ausgesprochen: in den äußeren Schichten sind in der Regel die Bestandteile von niedrigerem Schmelzpunkt angereichert.[1]

Auch die Struktur der Erstarrungsgesteine ist in diesem Nacheinander der Bildungs- und Krystallisationsphasen begründet, mag sie nun als hypidiomorphkörnige (granitische oder ophitische) oder als eine der Porphyrstrukturen hervortreten. Immer sind ältere und jüngere Gemengteile zu unterscheiden und nach diesen Altersunterschieden richtet sich die mehr oder weniger vollkommene Entwicklung der Krystallform, der Idiomorphismus oder Automorphismus der Gemengteile. Auf diesen Strukturverhältnissen beruht die Ermittlung der Krystallisationsfolge, welche wieder für das Verständnis der Differentiationsvorgänge, der Spaltungen im Magma so bedeutungsvoll geworden ist.[2]

Chemisches Gleichgewicht bei krystallinen Schiefern.

Bei einem vollkommen entwickelten krystallinen Schiefer ist nun von allen diesen Dingen nichts zu bemerken.[3] Hier gibt es kein Nacheinander der Krystallisation der Gemengteile. Hier werden durch die alle Teile des Gesteins durchdringenden Lösungsmittel alle Gemengteile miteinander in Beziehung gebracht. Es gibt keinen Schutz vor den Angriffen des Magmas durch Umhüllung wie bei den Erstarrungsgesteinen, daher gibt es auch keine Bestandteile, die nicht miteinander in chemischem Gleichgewicht wären, die miteinander chemische Wechselwirkung eingehen könnten. Daher wohl die Erscheinung, daß so häufig bei Entwicklung eines krystallinen Schiefers aus einem Erstarrungsgestein die Erze und basische Silikate wie Olivin verschwinden. Diese ausgleichende Tendenz kommt nicht nur zwischen den Gemengteilen eines Gesteins zur Geltung, sondern auch an der Grenze von Gesteinskörpern, wenn diese miteinander reaktionsfähige Stoffe enthalten. Daher die Bildungen von Amphibolitlagen, wo körniger Kalk an Schiefergneise oder Glimmerschiefer angrenzt, die Bildung von Augitgneisen unter ähnlichen Verhältnissen.

Im krystallinen Schiefer ist alles aufeinander abgestimmt und jene auffallenden Zonenstrukturen welche zum Wesen und zur Charakteristik der Erstarrungsgesteine gehören, treten bei den krystallinen Schiefern zurück oder folgen dort, wo sie vorhanden sind, anderen Gesetzen.

Führt die Entwicklung der Erstarrungsgesteine zur Differentiation der Stoffe, so sind die Vorgänge bei Bildung krystalliner Schiefer im Gegenteil von der Art, daß vorhandene Unterschiede ausgeglichen und ein allgemeiner chemischer Gleichgewichtszustand angestrebt wird.

Die Mineralkombination der Erstarrungsgesteine und der krystallinen Schiefer sind bei gleicher chemischer Zusamensetzung nicht die gleichen.

Dabei ist zu berücksichtigen, daß bei den krystallinen Schiefern chemische Zusammensetzungen vorkommen, die bei den Erstarrungsgesteinen nicht bekannt sind. Es sind jene namentlich durch exzessiven Gehalt an Al und Fe bei mangelndem oder zurücktretendem Gehalt an Ca und Alkalien ausgezeichneten Gemenge, welche auf ursprüngliche Tonsedimente hinweisen, ferner die sehr einfachen Gesteine, die durch Überwiegen des Quarzgehaltes ausgezeichnet sind, endlich die durch starken Gehalt an Ca, Mg, Fe sich charakterisieren und ursprünglich carbonatreiche Gemenge darstellen.[4]

Wenn wir uns aber zunächst auf den Vergleich der Erstarrungsgesteine und der gleich oder ähnlich zusammengesetzten krystallinen Schiefer beschränken, so liegt zunächst einer der wichtigsten Unterschiede zwischen beiden Gruppen in den veränderten Löslichkeitsverhältnissen fester Lösungen.

---

[1] F. Becke: Über Zonenstruktur der Krystalle in Erstarrungsgesteinen. Min. Petr. Mitt. XVII, 97 (1897). — Vergl. auch die Bemerkungen von Reinhard Brauns, ebenda 485, welche mich indessen von der Unrichtigkeit meiner Behauptung nicht überzeugen konnten. Die späteren Bestimmungen von Schmelzpunkten haben die Richtigkeit meiner Regel in vielen Fällen bestätigt.

[2] W. C. Brögger: Das Ganggefolge des Laurdalits. Kristiania 1898: insbesonders Schlußbetrachtungen. 364.

[3] Vergl. H. Rosenbusch: Zur Auffassung des Grundgebirges. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1889. II. 81.

[4] H. Rosenbusch: Zur chemischen Auffassung des Grundgebirges. Min. Petr. Mitt. XII. (1891). 49.

Nach Analogie des Verhaltens von Flüssigkeiten ist vorauszusehen, daß bei der Erstarrungstemperatur molekulare homogene Mischungen bildungs- und bestandfähig sind, die es bei einer niedrigeren Temperatur nicht mehr sein werden. Bei niedriger Temperatur werden diese Mischungen die Tendenz haben zu zerfallen.

Wahrscheinlich liegt in den Anorthoklasen ein solcher Fall vor: Mir ist kein Beispiel von Anorthoklas in einem krystallinen Schiefer bekannt. Man findet immer perthitische Verwachsungen. Bei Temperaturen, die dem Erstarrungspunkt von vulkanischen Gesteinen entsprechen, dürfte K- und Na-Feldspat in erheblichem Grade homogen mischungsfähig sein. Ist die Mischung einmal gebildet und wird sie rasch abgekühlt, so bleibt sie erhalten wie eine stark unterkühlte Schmelze, die im amorphen Zutsand verharrt oder vielleicht noch besser: wie die unstabile Modifikation gewisser Substanzen erhalten bleibt, wenn sie rasch unter die Umwandlungstemperatur abgekühlt wird.

Bei längerem Verweilen in einer höheren Temperatur, die aber unter der Temperaturgrenze der völligen Mischbarkeit liegt, wird namentlich unter dem begünstigenden Einfluß von Wasser oder anderen Mineralisatoren der Zerfall in Mikroklin und Albit eintreten. Offenbar geschieht dies vielfach schon in den körnigen Massengesteinen, bei denen die Abkühlung langsam genug fortschreitet um das Gestein lange in dem Bereich der Umwandlungstemperatur verweilen zu lassen.

Ein anderer Fall, der in gleicher Weise zu deuten sein dürfte, betrifft den Titangehalt mancher Minerale. In den Uraliten gewisser Amphibolite, in den schilfigen und Faser-Hornblenden der Diorit-Amphibolite findet man häufig unzählige winzig kleine Titanit- oder Rutilmikrolithen, oft in solcher Zahl, daß sie die Durchschnitte der Hornblenden ganz undurchsichtig machen.

Berücksichtigt man, daß in den violetten und violettbraunen Augiten, in den braunen Amphibolen der Erstarrungsgesteine häufig ein merklicher Titangehalt nachweisbar ist, der nicht auf Einschlüsse, sondern auf eine in isomorpher Beimischung oder in fester Lösung vorhandene Titanverbindung zurückgeführt werden kann, daß dagegen derartige Augite und Hornblenden nie als typomorphe Gemengteile der krystallinen Schiefer auftreten, so liegt folgende Auffassung nahe: Bei der hohen Erstarrungstemperatur der Massengesteine war die isomorphe Mischung oder feste Lösung der Titanverbindung im Silikat bestandfähig, bei etwas niederer Temperatur zerfällt die molekulare homogene Mischung in ein inhomogenes Gemenge. Wird die homogene Mischung rasch unter die Umwandlungstemperatur abgekühlt, so kann sie sich unbegrenzt lang erhalten.

Auch hier scheint bereits bei den körnigen Massengesteinen (Gabbros) die Entmischung eintreten zu können, nur erfolgt sie in der Regel in anderer Form (Schillerisation Judds bei Diallag und Hypersthen der Gabbros).[1] Das Auftreten von mechanischen Gemengen von Rutil und Eisenglanz an Stelle des titanhaltigen Magneteisens der Erstarrungsgesteine darf ähnlich gedeutet werden.

Anmerkung. Derartige Vorkommnisse scheinen dafür zu sprechen, daß in den Gemengteilen der Gesteine unter gewissen Verhältnissen chemische Veränderungen platzgreifen können unter Erhaltung des Krystallgefüges. Diese Vorstellung ist vielleicht auf den ersten Blick etwas befremdlich. (E. Weinschenk: Grundzüge der Gesteinskunde I. 1902. Dynamometamorphismus. 134.) Aber sie verliert viel von ihrer Schwierigkeit, wenn wir bedenken, daß jede homoachse Pseudomorphose, wie z. B. die Bildung von Uralit nach Augit, die Entstehung von Chlorit aus Biotit unter Beibehaltung der Orientierung, die Entstehung von Iddingsit aus Olivin eigentlich ganz dasselbe Problem darstellen. Es sei hier auch noch erinnert an die Beobachtungen von Rinne über das Verhalten von Zeolithen bei Wasserverlust und bei Extraktion der Basen,[2] welche zeigen, daß ungemein tief einschneidende chemische Veränderungen ohne gänzliche Zerstörung des Krystallgefüges vor sich gehen können. Es wird daher auch unter anderem die Entstehung von Zoisit oder Klinozoisitsäulchen und Glimmerschüppchen in einem Pagioklasindividuum, welches hiebei einen Teil seines Anorthitgehaltes abgibt und sich unter Erhaltung des Krystallgefüges in einen an Anorthitsubstanz ärmeren Plagioklas verwandelt, nicht mehr als ganz undenkbar erscheinen. Allerdings muß man dann auch weiter annehmen, daß das Krystallgefüge für Wasser (oder die Elemente des Wassers) in etwas durchlässig sei. Diese Fähigkeit ist allerdings bei normaler Temperatur kaum nachweisbar, obgleich darauf gerichtete Versuche, wie es scheint, noch nie unternommen worden sind. Anders mag aber die Sache bei höherer Temperatur stehen.

---

[1] Quart. Journ. Geol. Soc. XLI. (1885). 374—389.— Mineral. Magaz. VII. (1886). 81.

[2] Die Lockerung des Krystallgebäudes von Zeolithen unter dem Einfluß von Salzsäure. Zentralbl. f. Min. etc. 1902, Nr. 19.

Viele Metalle sind bei hoher Temperatur für Gase durchlässig, z. B. Platin für die Verbrennungsgase der Leuchtgasflamme, Eisen für Kohlenoxyd. Daß Glas für Wasser duchlässig sei, geht aus den berühmten Versuchen Daubrées hervor.

Es würde mir gar nicht undenkbar erscheinen, daß der kleine, wenige Zehntel Prozent betragende Wassergehalt, den viele an tadellosem Material ausgeführte Mineralanalysen ergeben, auf einer beschränkten Durchdringbarkeit der Krystallsubstanz für Wasser beruhte und daß dieser so häufig in keine Formel zu bringende kleine Wassergehalt nach Art einer festen Lösung in der Krystallsubstanz enthalten sei.

Chemisch-physikalisch läßt sich das Vorkommen der erwähnten homogenen molekularen Mischungen in den Erstarrungsgesteinen und ihr Fehlen in den krystallinen Schiefern so auffassen, daß beim Übergang aus dem magmatischen Zustand in den starren häufig nicht sofort der definitive stabile Zustand erreicht wird, sondern zuerst ein nächstliegender, gewissermaßen provisorischer, vom magmatischen Zustand aus am leichtesten erreichbarer,[1] der dann erst später dem stabilsten weicht.

Vielleicht läßt sich in ähnlichem Sinne auch das Fehlen der Minerale der Leucitgruppe und der Sodalithgruppe bei krystallinen Schiefern deuten, obwohl für das Fehlen dieser Minerale auch noch andere Ursachen angegeben werden können, die im nächsten Kapitel zu besprechen sind.

Das Volumgesetz.

Ein wichtiges Gesetz für die mineralische Ausbildung der krystallinen Schiefer ist das Volumgesetz, wonach sich in ihnen die Stoffe zu jenen Verbindungen zusammenfinden, welche das kleinste Volumen einnehmen.[2]

Dieses Volumgesetz spricht sich klar aus, wenn man miteinander vergleicht den Mineralbestand eines Erstarrungsgesteins mit dem eines krystallinen Schiefers von gleicher chemischer Zusammensetzung. Es läßt sich dann eine chemische Gleichung aufstellen, welche auf der einen Seite die Verbindungen des Erstarrungsgesteins, auf der anderen Seite jene des entsprechenden krystallinen Schiefers enthält. Addiert man die Molekularvolumina auf beiden Seiten, so tritt der Unterschied deutlich hervor, die im krystallinen Schiefer auftretenden Verbindungen haben das kleinere Volumen.

Um diese Vergleiche durchzuführen, wurden die Molekularvolumina der wichtigsten Gesteinselemente berechnet und in folgender Tabelle zusammengestellt. Die Berechnung erfolgte auf Grund der vertrauenswürdigsten Analysen und spezifischen Gewichtsbestimmungen. Jede solche Tabelle wird verbesserungsfähig erscheinen und so sollen auch die hier mitgeteilten Zahlen nur als vorläufige gelten.[3]

Große Schwierigkeiten liegen darin, daß sehr viele Analysen ausgeführt wurden, ohne daß das spezifische Gewicht zur Ermittlung gelangte, bei vielen Bestimmungen des letzteren fehlt wieder die Kenntnis der Zusammensetzung.

Große Schwierigkeiten bieten ferner die isomorphen Mischungen. In vielen Mineralgruppen kennt man die einfachen Verbindungen nicht in reinem Zustande; es muß also die Zusammensetzung und das spezifische Gewicht der Mischungen zur Berechnung des Molekularvolums verwendent werden.

---

[1] Ein metastabiler Zustand (Ostwald: Lehrbuch der allgem. Chemie, 2. Aufl., II. 516).

[2] Die Regel, welche hier als Volumgesetz bezeichnet wird, wurde zuerst publiziert von R. Lepsius: Geologie von Attika, Berlin 1893. Unabhängig von dieser Publikation wurde sie Anfang 1895 gefunden, ausgesprochen und für die Umwandlung von Anorthit, Orthoklas und Wasser in Zoisit, Glimmer und Quarz in Form einer chemischen Gleichung dargestellt vom Verfasser (Anzeiger der kais. Akad. d. Wiss. Wien, 1896, 13, und Neues Jahrb. f. Min. etc. 1896, II. 182). Wiederum unabhängig von beiden fand dieselbe Regel A. Heim (Festschr. der Naturf. Gesellschaft in Zürich, 1746—1896. 2. Teil. 354 [1896]). Es ist übrigens recht fraglich ob einer von den drei Genannten das Verdienst hat, das Volumgesetz zuerst gefunden zu haben. Als ich im Jahre 1895 die Beziehung Rosenbusch brieflich mitteilte, war sie ihm schon bekannt und von einem Freund wurde mir mitgeteilt, daß schon lange vorher Rosenbusch in Vorlesungen die Tatsache betont hatte, daß von mehreren heteromorphen Mineralen in den krystallinen Schiefern immer das schwerste auftrete (Disthen, Rutil).

[3] Vergl. Loewinson-Lessing: Studien über die Eruptivgesteine (Compte rendu de la VII session du Congres Geologique International, Russie 1897. St. Petersburg 1899.

Dabei wurde so verfahren: Bezeichnet M_1, M_2, M_3 ... das Molekulargewicht der in der Mischung vorhandenen einfachen Verbindungen, m_1, m_2, m_3 ... (deren Summe = 100) die molekularen Mengen, in denen sie vorhanden sind, so ist das mittlere Molekulargewicht der Mischung gleich der Zahl $(m_1 M_1 + m_2 M_2 + m_3 M_3)$: 100 und dieses, dividiert durch das spezifische Gewicht der Mischung, gibt dann ihr mittleres Molekularvolum. Offenbar setzt diese Art der Berechnung voraus, daß die einfachen Verbindungen atomistisch gleichartig sind. Sie ist daher nicht anwendbar in jenen Fällen, wo isomorhpe Mischungen atomistisch ungleichartiger Verbindungen angenommen werden.

Ist die Anzahl der sich mischenden einfachen Verbindungen sehr groß, so führt zweckmäßiger folgende Art der Rechnung zum Ziel, wenn sich die Mischungen auf eine allgemeine Formel mit einer geringen Anzahl von Gliedern zurückführen lassen; ich nehme als Beispiel eine Granatanalyse, welche auf die allgemeine Formel $3\,SiO_2\ R_2O_3\ 3\,RO$ zurückgeführt werden kann. Besteht R_2O_3 aus Al_2O_3, Fe_2O_3, Cr_2O_3 und sind die Molekularzahlen dieser Stoffe m_1, m_2, m_3, ferner RO aus MgO, FeO, CaO und die Molekularzahlen n_1, n_2, n_3, so berechnet man das fiktive mittlere Molekulargewicht der R_2O_3:

$$m_0 = \frac{m_1 Al_2O_3 + m_2 Fe_2O_3 + m_3 Cr_2O_3}{m_1 + m_2 + m_3}$$

und das der RO:

$$3\,n_0 = \frac{n_1 MgO + n_2 FeO + n_3 CaO}{n_1 + n_2 + n_3}.$$

Das in die Formel $v = \frac{m}{s}$ einzusetzende Molekulargewicht ist dann: $m = 3 \times 60{\cdot}4 + m_0 + 3\,n_0$. Der Vorteil dieser Art der Berechnung liegt darin, daß man nicht genötigt ist, eine willkürliche Verteilung sämtlicher RO auf sämtliche R_2O_3 auszurechnen. Welche von den beiden Rechnungsarten, die im Resultat gleichartig sind, anzuwenden sei, muß nach dem einzelnen Fall beurteilt werden.

Bei isomorphen Reihen kann man die Beobachtung machen, daß sich bei Änderung des Mischungsverhältnisses das mittlere Molekularvolum gesetzmäßig ändert. Auffallend ist namentlich die Vergrößerung des Molekularvolums, welche eintritt, wenn $\overset{'''}{Al}$ durch $\overset{'''}{Fe}$ ersetzt wird. Auch bei Vikarieren von $\overset{''}{Mg}$ und $\overset{''}{Fe}$ entspricht den eisenreicheren Mischungen ein höheres Molekularvolum. Durch graphische Extrapolation läßt sich bei zwei Endgliedern aus einer größeren Anzahl von Mischungen das wahrscheinliche Molekularvolumen der einfachen Verbindungen ermitteln. Bei komplizierteren Mischungen würde die Durchführung einer Rechnung erforderlich sein. Vorläufig fehlt es noch sehr an brauchbarem Material für solche Untersuchungen.

Manche der hier angeführten Vergleiche lassen sich nur anstellen unter der Annahme, daß dem Gestein Wasser und Kohlensäure zugeführt wurde. In vielen Fällen ist trotz dieser Stoffaufnahme das Volumen der Gemengteile des Schiefers kleiner als das des Erstarrungsgesteins. In anderen Fällen muß man das Volumen des Wassers und der Kohlensäure in Rechnung ziehen, wenn nämlich die Menge der aufgenommenen Stoffe beträchtlich wird. In diesen Fällen ist für das Molekularvolum das Wasser H_2O 18 für das der Kohlensäure CO_2 56 in Rechnung gestellt. Diese Zahlen sind jedenfalls zu klein; sie würden für die Temperatur der Erdoberfläche gelten; die Bildungstemperaturen liegen wohl in allen betrachteten Fällen wesentlich höher und es sollte dementspechend ein höheres Volumen angesetzt werden.[1]

Pyrit und Markasit.

Molekulargewicht FeS_2 = 120·12.

Spezifisches Gewicht: Pyrit 5·185 nach Zepharovich (Tschermak: Lehrbuch, 335).

---

[1] Beim kritischen Punkt (358°C., 200 Atmosphären Druck) ist die Dichte des Wassers 0·429, daher das Volumen 42. Für Kohlensäure ist die Dichte im kritischen Punkt (30·9° C, 77 Atmosphären Druck) 0·45, das Volumen 98.

Spezifisches Gewicht: Markasit 4·76 (Mittel der Angaben 4·678 bis 4·847 bei Dana).
Molekularvolum: Pyrit **23·2**, Markasit **25·4**.

Magnetkies.

Molekulargewicht FeS = 88·06.
Spezifisches Gewicht 4·6.
Molekularvolum **19·1**.

Brucit.

Molekulargewicht MgO_2H_2 = 58·38 (FeO_2H_2 als Beimengung 90).

Nach Haidinger ist das spezifische Gewicht 2·35. Hieraus folgt das Molekularvolum **24·8**. Brucit von Orenburg (Analyse von Beck, Dana, 5th ed., 176, Nr. 10), enthält 1·2 Gewichtsprozent Carbonat. Das spezifische Gewicht ist 2·376. Unter Berücksichtigung des Gehaltes von 1·2 Gewichtsprozent Magnesit von dem spezifischen Gewicht 3·0 ist das Gewicht des reinen Minerales 2·372. Nach der Analyse enthält das Mineral 98·3 Molekularprozent MgO_2H_2, 1·7 Molekularprozent FeO_2H_2. Hieraus ergibt sich das mittlere Molekulargewicht 58·9 und hieraus das Molekularvolum **24·8**, übereinstimmend mit der Angabe von Haidinger.

Diaspor.

Molekulargewicht $Al_2H_2O_4$ = 120·22.
Spezifisches Gewicht 3·303 (Löwe, Diaspor von Schemnitz; Dana, 5th ed., p. 109, Nr. 5).
Molekularvolum **36·4**.

Korund.

Molekulargewicht Al_2O_3 = 102·2.
Spezifisches Gewicht (J. Lawrence Smith, Saphir, Indien; Dana, 5th ed., 139, Nr. 1): 4·06. Unter Berücksichtigung von 1·89 Gewichtsprozent Magnetit ($s = 5·17$) und 0·80 Kieselsäure (Quarz, $s = 2·65$) berechnet sich das spezifische Gewicht zu 4·057. Hieraus folgt das Molekularvolum **25·2**.

Periklas.

Molekulargewicht MgO = 40·36.

Nach der Analyse von Damour (Dana, 5th ed., 134, Nr. 3) enthält Periklas vom Vesuv 96·4 Molekularprozent MgO, 3·6 Molekularprozent FeO. Hieraus mittleres Molekulargewicht 41·5 und aus dem spezifischen Gewichte = 3·674 folgt das Molekularvolum **11·3**.

Quarz.

Molekulargewicht SiO_2 = 60·4.
Spezifisches Gewicht 2·653 (Schaffgotsch nach Tschermak, Min., 374).
Molekularvolum **22·8**.

Tridymit.

Spezifisches Gewicht 2·3.
Molekularvolum **26·3**.

Zirkon.

Molekulargewicht $ZrSiO_4 = 183 \cdot 0$.
Spezifisches Gewicht für schweren Zirkon 4·7 (für leichten Zirkon 4·2).
Molekularvolum **38·9** (43·6).

Rutil.

Molekulargewicht $TiO_2 = 80 \cdot 1$.
Spezifisches Gewicht 4·2.
Molekularvolum **19·1**.

Anatas.

Molekulargewicht $TiO_2 = 80 \cdot 1$.
Spezifisches Gewicht 3·89 (Mittel der von 3·82 bis 3·95 schwankenden Angaben).
Molekularvolum **20·6**.

Brookit.

Molekulargewicht $TiO_2 = 80 \cdot 1$.
Spezifisches Gewicht 4·1 (beiläufiges Mittel der etwas schwankenden Angaben).
Molekularvolum **19·5**.

Zinnstein.

Molekulargewicht $SnO_2 = 150 \cdot 5$.
Spezifisches Gewicht 6·844 (nach Forbes, Tschermak, Min., 385).
Molekularvolum **22·0**.

Hämatit.

Molekulargewicht $Fe_2O_3 = 160$.
Spezifisches Gewicht 5·285 (nach Wülfing, Min. Petr. Mitt. XV, S. 73).
Molekularvolum **30·3**.

Ilmenit.

Molekulargewicht $FeTiO_3 = 152 \cdot 1$ ($MnTiO_3 = 151 \cdot 1$, $MgTiO_3 = 120 \cdot 36$, $Fe_2O_3 = 160$).

Titaneisen von Ingelsberg (Rammelsberg, Dana, 5th ed., 144, Nr. 23): $s = 4 \cdot 689$. Besteht nach der Analyse aus 53·2 $FeTiO_3$, 6·1 $MnTiO_3$, 4·1 $MgTiO_3$, 1·7 Fe_2O_3. Hieraus folgt mittleres Molekular gewicht 150·1 und Molekularvolum **32·0**.

Titaneisen von Warwick (Rammelsberg, ebenda, Nr. 24): $s = 4 \cdot 313$, 4·293, Mittel 4·303. Enthält 37·2 $FeTiO_3$, 1·3 $MnTiO_3$, 34·3 $MgTiO_3$. Mittleres Molekulargewicht 137. Molekularvolum **31·9**.

Titaneisen von Ilmen (Rammelsberg, ebenda, Nr. 25), $s = 4 \cdot 81$, 4·873, Mittel 4·841. Enthält: 50·7 $FeTiO_3$, 3·8 $MnTiO_3$, 1·5 $MgTiO_3$, 8·9 Fe_2O_3. Mittleres Molekulargewicht 152·1. Molekularvolum: **31·4**.

Mittel der drei Berechnungen: **31·7**.

Magnetit.

Molekulargewicht $Fe_3O_4 = 232$.
Spezifisches Gewicht nach Kenngott 5·168 bis 5·180; Mittel 5·174.
Hieraus Molekularvolum **44·8**.

Chromit.

Molekulargewicht $FeCr_2O_4 = 224 \cdot 2$.

Spezifisches Gewicht 4·568 nach Garett, Chromit von Texas (Dana, 5th ed., 153, Nr. 13). Dieses Mineral enthält nach der Analyse 93·16 $FeCr_2O_4$ (224·2), 0·59 $FeFe_2O_4$ (232), 7·15 $NiFe_2O_4$ (234·7). Hieraus mittleres Molekulargewicht 226·9 und Molekularvolum **49·7**.

Spinell.

Edler Spinell $MgAl_2O_4 = 142 \cdot 6$.
Spezifisches Gewicht 3·52.
Molekularvolum **40·6**.

Hercynit $FeAl_2O_4 = 174 \cdot 2$.
Spezifisches Gewicht 3·91 bis 3·95, Mittel 3·93.
Molekularvolum **44·4**.

Rhomboëdrische Carbonate.

Nach Tschermak, Min. Petr. Mitt., IV, S. 120. 1881.

		Molekularvolum
Calcit	$CaCO_3$	36·77
Magnesit	$MgCO_3$	27·85
Dolomit	$CaMgC_2O_6$	64·67
Siderit	$FeCO_3$	29·53
Manganspat	$MnCO_3$	31·05
Zinkspat	$ZnCO_3$	28·81

Olivingruppe.

Forsterit.

Forsterit vom Vesuv enthält nach Analyse Rammelsbergs (Dana, 5th ed., 255, Nr. 1) 97·8 Molekularprozent Mg_2SiO_4 (141·1) und 2·2 Molekularprozent Fe_2SiO_4 (204·4). Hieraus mittleres Molekulargewicht 142·6. Spezifisches Gewicht 3·243. Hieraus Molekularvolum **43·9**.

Olivin.

Olivin vom Ätna enthält nach Analyse von Sartorius v. Waltershausen (Dana, 5th ed., 255, Nr. 13) 89·3 Molekularprozent Mg_2SiO_4, 10·7 Molekularprozent Fe_2SiO_4. Hieraus mittleres Molekulargewicht 147·9. Spezifisches Gewicht 3·334. Folglich Molekularvolum **44·4**.

Olivin von Jan Mayen nach Scharitzer (Jahrb. k.k. geol. R. A. 34, 707, 1884), 88·8 Molekularprozent Mg_2SiO_4, 11·2 Molekularprozent Fe_2SiO_4. Spezifisches Gewicht 3·294. Molekularvolum **45·0**.

Fayalit.

Fayalit von Rockport; nach Penfield u. Forbes, Am. Journ. Sc. 1896, Nr. 2, reines Fe Mn-Silikat. Spezifisches Gewicht 4·318. Molekularvolum **47·3**.

Hortonolith.

Hortonolith von Monroe, Orange Co. N. Y. nach Penfield u. Forbes, l. c., Fe_2SiO_4 61·5 Molekularprozent, Mn_2SiO_4 (202·4) 6·0 Molekularprozent, Mg_2SiO_4 32·5 Molekularprozent. Mittleres Molekulargewicht 184·2. Spezifisches Gewicht 4·038. Molekularvolum **45·6**.

Monticellit.

Monticellit vom Vesuv. Analyse von Rammelsberg (Dana, 5th ed., 256) gibt die Zusammensetzung $MgCaSiO_4$ (156·8) 89 Molekularprozent, $FeCaSiO_4$ (188·4) 11 Molekularprozent. Hieraus mittleres Molekulargewicht 159·9. Spezifisches Gewicht 3·119 bis 3·245, Mittel 3·182. Molekularvolum **50·3**.

Monticellit (Batrachit). Analyse von Rammelsberg (Dana, 5th ed., 256). $MgCaSiO_4$ 93·1 Molekularprozent, $FeCaSiO_4$ 6·9 Molekularprozent. Mittleres Molekulargewicht 158·9. Spezifisches Gewicht 3·033. Molekularvolum **52·3**.

Monticellit von Arkansas, Magnet Cove. Penfield und Forbes, Am. Journ. Sc. 1896, I, Nr. 2, $FeCaSiO_4$ 10·8 Prozent, $MnCaSiO_4$ (187·4) 3·8 Prozent, $MgCaSiO_4$ 85·4 Prozent. Spezifisches Gewicht 3·035. Molekularvolum **53·1**.

Mittel der drei Berechnungen **51·9**.

Pyroxen-Amphibolgruppe.

Wollastonit.

Molekulargewicht $CaSiO_3 = 116·4$.
Spezifisches Gewicht 2·8.
Molekularvolum **41·5**.

Bronzitreihe.

Enstatit, Stempel bei Marburg. Analyse von Köhler (Dana, 5th ed., 209, Nr. 5) besteht aus:

4·9%	$MgCaSi_2O_6$	217·2
1·4	$MgAl_2SiO_6$	203·0
0·5	$Mn_2Si_2O_6$	262·8
10·9	$Fe_2Si_2O_6$	264·8
82·3	$Mg_2Si_2O_6$	201·6
100·0		

Hieraus mittleres Molekulargewicht 209·3. Spezifisches Gewicht 3·241. Molekularvolum **64·6**.

Bronzit Ultental. Analyse von Köhler (Dana, 5th ed., 209, Nr. 6) besteht aus:

8·5%	$MgCaSi_2O_6$
4·3	$MgAl_2SiO_6$
0·9	$Mn_2Si_2O_6$
12·8	$Fe_2Si_2O_6$
73·5	$Mg_2Si_2O_6$

Hieraus mittleres Molekulargewicht 212·9. Spezifisches Gewicht 3·258. Molekularvolum **65·4**.

Hypersthen, St. Paul. Analyse von Damour (Dana, 5th ed., 210, Nr. 1) führt auf:

12·5%	$CaMgSi_2O_6$
0·8	$MgAl_2SiO_6$
5·3	$FeFe_2SiO_6$
25·7	$Fe_2Si_2O_6$
2·2	$Mn_2Si_2O_6$
53·5	$Mg_2Si_2O_6$

Hieraus mittleres Molekulargewicht 225·9. Spezifisches Gewicht 3·392. Molekularvolum **66·6**.

Die Zahlen für das Molekularvolum zeigen ein regelmäßiges Ansteigen mit dem Gehalt an $Fe_2Si_2O_6$. Rechnet man $Mn_2Si_2O_6$ zu $Fe_2Si_2O_6$ hinzu, ebenso $FeFe_2SiO_6$, ferner die anderen Glieder zu $Mg_2Si_2O_6$, so ergibt sich abgerundet:

	Stempel	Ultental	St. Paul
$Mg_2Si_2O_6$	88·6	86·3	66·8
$Fe_2Si_2O_6$	11·4	13·7	33·2
Molekularvolum	64·6	65·4	66·6

Die graphische Ausrechnung ergibt für die beiden Endglieder die Molekularvolumina:

$Mg_2Si_2O_6$	64·0
$Fe_2Si_2O_6$	72·5

Monokline Pyroxene.

Diopsid (Salit), Albrechtsberg (E. v. Bamberger, Min. Mitt. 1877, S. 273). Die Analyse läßt sich unter Vernachlässigung der kleinen Al_2O_3-Menge berechnen zu 98·3% $MgCaSi_2O_6$ (217·2), 1·7% $FeCaSi_2O_6$, (248·8). Mittleres Molekulargewicht 217·7. Spezifisches Gewicht 3·167. Molekularvolum **68·8**.

Diopsid, Dekalb (Dana, 6th ed., 359, Nr. 8). Besteht aus 2·4 $NaAlSi_2O_6$ (202·9), 3·4% $FeCaSi_2O_6$ (248·8), 94·2% $MgCaSi_2O_6$ (217·2). Mittleres Molekulargewicht 218·0. Spezifisches Gewicht 3·287. Molekularvolum **66·3**.

Diopsid, Achmatowsk (Hermann, Dana, 5th ed., 217, Nr. 4). Besteht aus 92·3% $CaMgSi_2O_6$ 6% $CaFeSi_2O_6$, 1·7% $MnMgSi_2O_6$ (232·2). Mittleres Molekulargewicht 219·4. Spezifisches Gewicht 3·28. Molekularvolum **66·9**.

Diopsid. Achmatowsk (Doelter, Min. Petr. Mitt. I, 50). Kann folgendermaßen berechnet werden: 85·3% $MgCaSi_2O_6$, 11·8% $FeCaSi_2O_6$, 2·1% $CaAl_2SiO_6$ (218·6), 0·8% $MgFe_2SiO_6$ (260·8). Mittleres Molekulargewicht 223·3. Spezifisches Gewicht 3·169. Molekularvolum **70·4**.

Diopsid, Nordmarken (Doelter, Min. Petr. Mitt. I, 60). Die Analyse gibt: 57% $FeCaSi_2O_6$ 41·5% $MgCaSi_2O_6$, 1·1% $MgFe_2SiO_6$, 0·4% $MgAl_2SiO_6$. Mittleres Molekulargewicht 235·6. Spezifisches Gewicht 3·311. Molekularvolum **71·2**.

Hedenbergit, Arendal (Wolff, Dana, 5th ed., 217, Nr. 2). Die Analyse führt auf 95·7% $CaFeSi_2O_6$, 4·3% Ca_2SiO_6 (232·8). Das mittlere Molekulargewicht ist 248·1. Spezifisches Gewicht 3·467. Molekularvolum **71·6**.

Fassait (Doelter, Min. Mitt. 1877. 288) besteht aus 73·1% $MgCaSi_2O_6$, 6·3% $FeFe_2SiO_6$ (292·4), 20·6% $CaAl_2SiO_6$. Mittleres Molekulargewicht 222. Spezifisches Gewicht 2·979. Molekularvolum **74·5**.

Augit, Bufaure (Doelter, Min. Mitt. 1877. 287). Die Analyse führt auf folgende Verbindungen: 60·8% $CaMgSi_2O_6$, 18·7% $FeCaSi_2O_6$, 11·1% $MgAl_2SiO_6$, 5·1% $FeFe_2SiO_6$, 4·3% $MgMgSi_2O_6$. Mittleres Molekulargewicht 224·7. Spezifisches Gewicht 3·299. Molekularvolum **68·2**.

Omphacit aus Eklogit, Ötztal (Hezner, Min. Petr. Mitt. XXII). Die Berechnung der Analyse führt auf folgende Zusammensetzung: 49·7% $MgCaSi_2O_6$, 4·0% $FeCaSi_2O_6$, 5·3% $MgAl_2SiO_6$, 4·4% $CaFe_2SiO_6$, 32·2% $NaAlSi_2O_6$ (202 9), 4·4% $KAlSi_2O_6$ (219·0). Mittleres Molekulargewicht 215·5. Spezifisches Gewicht 3·33. Molekularvolum **64·8**.

Akmit, Rundemyr (Doelter, Min. Petr. Mitt. I, 381). Die Analyse kann so gedeutet werden: 89% $NaFeSi_2O_6$ (231·8), 6% $FeFe_2SiO_6$ (292·4), 3·7% $FeAl_2SiO_6$ (234·4), 1·3% $MnCaSi_2O_6$ (247·8). Mittleres Molekulargewicht 235·7. Spezifisches Gewicht 3·52. Molekularvolum **67·0**.

Jadeit, China (Damour, Dana, 5th ed.). Die Analyse führt auf folgende Zahlen: 89·1% $NaAlSi_2O_6$ (202·9), 5·6% $MgCaSi_2O_6$ (217·2), 4·7% $FeCaSi_2O_6$ (248·8), 0·6% $MgAl_2SiO_6$ (203·0). Hieraus mittleres Molekulargewicht 205. Spezifisches Gewicht 3·34. Molekularvolum **61·4**.

Die Zahlen zeigen, daß das Molekularvolum monokliner Augite beträchtlich schwankt. Zunahme der Fe-haltigen Silikate bedingt eine Vergrößerung des Molekularvolums. Bemerkenswert ist der kleine Wert des Jadeit, der sich auch auf den Omphacit überträgt. Bemerkenswert ist auch der hohe Wert bei dem Kontaktmineral Fassait. Für Diopsid kann man als runde Mittelzahl 68 nehmen, für reinen Hedenbergit 72.

Rhombischer Amphibol.

Anthophyllit, Franklin (Penfield, Am. Journ. Sc. 1890, *40*, 394). Die Analyse führt zu folgender Mischung:

72·7%	$Mg_4Si_4O_{12}$	403·2
15·9	$Fe_4Si_4O_{12}$	529·6
0·4	$Mn_4Si_4O_{12}$	525·6
1·7	$CaMg_3Si_4O_{12}$ . . .	418·8
1·3	$Mg_2Al_4Si_2O_{12}$ . . .	421·6
8	$H_8Si_4O_{12}$	313·6

Hieraus mittleres Molekulargewicht 418. Spezifisches Gewicht 3·093. Molekularvolum **135·0**. Ohne Rücksicht auf den Wassergehalt, wobei SiO_2 im Überschuß unberücksichtigt bleibt, ergibt sich mittleres Molekulargewicht 427, Molekularvolum 138.

Monokline Amphibole.

Tremolit, Campo longo (Berwerth, Sitzungsb. kais. Akad., Wien *85* [I], 153—187).
Die Analyse liefert folgende Zahlen:

83·6%	$CaMg_3Si_{14}O_{12}$ . . .	418·8
0·4	$CaFe_3Si_4O_{12}$	513·6
4·1	$Ca_4Si_4O_{12}$	465·6
1·2	$Mg_2Al_4Si_2O_{12}$ . . .	406·0
10·7	$H_8Si_4O_{12}$	313·6
100·0		

Hieraus mittleres Molekulargewicht 409·5. Spezifisches Gewicht 3·027. Molekularvolum **135·0**. Ohne Wassergehalt berechnet, ist das mittlere Molekulargewicht 421·1. Molekularvolum 139·1.

Aktinolith, Zillertal (Rammelsberg). Die Analyse liefert folgende molekulare Zusammensetzung, wobei jedoch der Wassergehalt kleiner angenommen wird:

$83{\cdot}8\%$ $Mg_3CaSi_4O_{12}$
$8{\cdot}6$ $Fe_3CaSi_4O_{12}$
$4{\cdot}0$ $Ca_4Si_4O_{12}$
$3{\cdot}6$ $H_8Si_4O_{12}$

Hieraus folgt das mittlere Molekulargewicht 425. Spezifisches Gewicht 3·067 nach Goldschmidt. Molekularvolum **138·6**. Ohne Rücksicht auf den Wassergehalt ist das Molekulargewicht 429·1, das Molekularvolum 139·9.

Gemeine grüne Hornblende aus Amphibolit, Umhausen (Hezner, Min. Petr. Mitt. XXII). Die Analyse führt auf folgende molekulare Zusammensetzung:

$34{\cdot}6\%$ $CaMg_3Si_4O_{12}$
$17{\cdot}2$ $CaFe_3Si_4O_{12}$
$20{\cdot}2$ $CaMgAl_4Si_2O_{12}$
$5{\cdot}6$ $CaMgFe_4Si_2O_{12}$
$17{\cdot}4$ $Na_2Al_2Si_4O_{12}$
$5{\cdot}0$ $K_2Al_2Si_4O_{12}$.

Mittleres Molekulargewicht 462. Spezifisches Gewicht 3·29. Molekularvolum **140·5**.

Glaukophan, Zermatt, Analyse von Bodewig (Dana, App. 3, 52). Die Analyse läßt sich folgendermaßen berechnen (sie gibt indessen bei dieser Berechnung einen beträchtlichen Überschuß von Kieselsäure):

$50{\cdot}5\%$ $Na_2Al_2Si_4O_{12}$
$29{\cdot}6$ $Mg_4Si_4O_{12}$
$5{\cdot}3$ $CaMg_3Si_4O_{12}$
$11{\cdot}6$ $CaFe_3Si_4O_{12}$
$3{\cdot}0$ $Mg_2Fe_4Si_2O_{12}$.

Hieraus ergibt sich: Molekulargewicht im Mittel 421·6. Spezifisches Gewicht 3·091. Molekularvolum **136·4**.

Sehr viele Hornblenden haben einen beträchtlich geringeren Si-Gehalt. Die Berechnung dieser Hornblendeanalysen ist noch sehr hypothetisch, daher auf dieselben hier nicht eingegangen werden soll. Auch hier zeigt sich übrigens eine merkliche Zunahme des Molekularvolums mit dem Eisengehalt. Ferner ist die relative Abnahme des Molekularvolums bei Eintritt der Alkaliverbindungen auch hier wahrzunehmen.

Skapolithgruppe.

Meionit.

$Ca_4Al_6Si_6O_{25} = 893{\cdot}0$.
Spezifisches Gewicht 2·737.
Molekularvolum **326·8**.

Marialith.

$Na_4Al_3Si_9O_{24}Cl = 848{\cdot}4$.
Spezifisches Gewicht 2·566.
Molekularvolum **330·6**.

Gehlenit.

$R''_3R'''_2Si_2O_{10}$.
Mittleres Molekulargewicht nach der Analyse von Janovsky (Dana, 6th ed., 476, Nr. 7) 493·3.
Spezifisches Gewicht 3·01.
Molekularvolum **160·5**.

Leucitgruppe.

Sodalith.

Molekulargewicht 3 $NaAlSiO_4$+NaCl = 486·15.
Spezifisches Gewicht 2·30.
Molekularvolum **211**.

Vergleicht man das Molekularvolum mit dem von Nephelin (59) und Steinsalz (27·4), so zeigt sich, daß die Stoffe im Sodalith ein größeres Volumen einnehmen. $3\times59+27\cdot4 = 204\cdot4$ gegen 211 im Sodalith. Dabei ist die für das spezifische Gewicht des Sodalith angenommene Zahl verhältnismäßig hoch.

Nephelin.

Für Nephelin soll die einfache Formel $RAlSiO_4$ angenommen, jedoch der Gehalt an K berücksichtigt werden.

Nephelin, Vesuv (Scheerer, Dana, 5th ed., 328) kann berechnet werden auf 81·5% $NaAlSiO_4$ (142·5), 18·5 $KAlSiO_4$ (158·6); hieraus mittleres Molekulargewicht 145·5. Spezifisches Gewicht 2·56. Molekularvolum **56·8**.

Eläolith, Miask (Mittel von einer Analyse von Scherer, 2 Analysen von Brown, Dana, 5th ed., 328) führt auf: 79% $NaAlSiO_4$, 21% $KAlSiO_4$. Mittleres Molekulargewicht 146·0. Spezifisches Gewicht 2·597. Molekularvolum **56·2**.

Im Mittel für Nephelin $NaAlSiO_4$ Molekularvolum **56·5**.

Leucit.

Molekulargewicht $KAlSi_2O_6$ = 219·0.
Spezifisches Gewicht (Rammelsberg, Vesuvlava von 1811 mit sehr kleinem Gehalt an Na) 2·48.
Molekularvolum **88·4**.

Feldspatgruppe.

Für diese wichtige Gruppe benütze ich zumeist die Zahlen von Tschermak,[1] welche mit besonderer Rücksicht auf die Exaktheit der spezifischen Gewichtsbestimmung ermittelt sind. Zwischen Orthoklas und Mikroklin ist ein bestimmter Unterschied nicht nachzuweisen. Für Anorthoklas verwende ich diejenigen Bestimmungen Förstners, bei denen die Analyse durch kleinen Gehalt an Fe_2O_3 und MgO die Reinheit der Substanz verbürgt. Or = $KAlSi_3O_8$ = 279·4. Ab = $NaAlSi_3O_8$ = 263·3. An = $CaAl_2Si_2O_8$ = 279.

Orthoklas.

Adular, St. Gotthard, Fibia. Analyse von Abich. Die Analyse führt auf 84% Or, 13% Ab, 3% An. Mittleres Molekulargewicht 277·3. Spezifisches Gewicht 2·568. Molekularvolum **108·9**.

---

[1] Sitzgsber. der kais. Akad. d. Wiss. L, 1—43, 1864.

Adular von Pfitsch, Analyse von Tschermak, führt auf 87% Or, 11·6% Ab, 1·4% An. Molekulargewicht 276·7. Spezifisches Gewicht 2·573. Molekularvolum **107·5**.

Rhyakolith, Somma. Analyse von Tschermak führt auf 83·4% Or, 14·6% Ab, 2% An. Mittleres Molekulargewicht 276. Spezifisches Gewicht 2·562. Molekularvolum **107·7**.

Mikroklin.

Mikroklin, Ural, Pisani (Dana, 6th ed., 323, Nr. 2) besteht aus 88% Or, 12% Ab. Mittleres Molekulargewicht 277·2. Spezifisches Gewicht 2·55. Molekularvolum **108·7**.

Mikroklin, Ilmen, Pisani (Dana, 6th ed., 320, Nr. 3) besteht aus 85% Or, 15% Ab. Mittleres Molekulargewicht 277·1. Spezifisches Gewicht 2·562. Molekularvolum **108·2**.

Mikroklin, Forst bei Meran (Oebbeke, Zeitschr. f. Kryst. *11*, 256. 1885) besteht aus 78·6% Or, 20% Ab, 1·4% An. Mittleres Molekulargewicht 276. Spezifisches Gewicht 2·57. Molekularvolum **107·3**.

Die Zahlen für das Molekularvolum scheinen beim Orthoklas und beim Mikroklin nur wenig verschieden zu sein. Berücksichtigt man die trübe, poröse Beschaffenheit des Mikroklin, die durchsichtige kompakte des Adular und Rhyakolith, so darf man zweifeln, ob überhaupt ein Unterschied als sichergestellt angesehen werden dürfte. Wenn ein Unterschied vorhanden ist, so ist er jedenfalls sehr klein.

Anorthoklas.

Anorthoklas, Khania (Förstner, Zeitschr. f. Kryst. *8*, 193) besteht aus 66% Ab, 7% An, 27% Or. Mittleres Molekulargewicht 268. Spezifisches Gewicht 2·592. Molekularvolum **103·4**.

Anorthoklas, Sidori (Förstner, ebenda) besteht aus 66·2% Ab, 6·4% An, 27·4% Or. Mittleres Molekulargewicht 266·9. Spezifisches Gewicht 2·578. Molekularvolum **103·5**.

Anorthoklas, Kilimanjaro (Hyland, Min. Petr. Mitt. *10*, 256) besteht aus 56% Ab, 14% An, 30% Or. Mittleres Molekulargewicht 271·4. Spezifisches Gewicht 2·63. Molekularvolum **103·2**.

Albit.

Aus der von Tschermak, l. c., ermittelten Zahl für das spezifische Gewicht 2·624 folgt für das Molekulargewicht $NaAlSi_3O_8 = 263·3$, das Molekularvolum **100·3**.

Für den »reinsten Albit« von Kasbék folgt aus dem spezifischen Gewicht 2·618 das Molekularvolum **100·6**.

Anorthit.

Nach den Zahlen von Tschermak ergibt sich für das spezifische Gewicht 2·758, bei dem Molekulargewicht $CaAl_2Si_2O_8 = 278·0$ das Molekularvolum **101·2**. Nimmt man das etwas höhere spezifische Gewicht, welches Y. Kitamura für fast reinen Anorthit von Miyake angibt (Dana, 6th ed., 339), 2·761, so wird das Molekularvolum **101·1**.

Jedenfalls ist das Molekularvolum von Albit vom Anorthit um weniger als 1 Prozent verschieden

Während die Molekularvolumina von Albit und Anorthit als ziemlich scharf bestimmt gelten können, ist das für den Kalifeldspat nicht der Fall. Alle zur Berechnung herangezogenen Kalifeldspatanalysen geben noch einen nicht unbeträchtlichen Gehalt an Natron, manchmal auch kleine Mengen von Kalk an. Mit dem Molekularvolum von Albit und Anorthit kann man jetzt die Zahl für Adular und Mikroklin korrigieren. Bezeichnet O das rohe Molekularvolum des Kalifeldspates, V_1 und V_2 das des Albit und Anorthit, or, ab, an die Molekularprozente, in denen Orthoklas-, Albit- und Anorthitsubstanz vorhanden sind, und ist endlich das zu bestimmende Molekularvolum der reinen Orthoklassubstanz V_0, so hat man folgende Gleichung:

$$or.V_0 + ab.V_1 + anV_2 = 100.\ O$$

aus welcher V_0 leicht zu finden ist.

Auf diese Art wurde berechnet:

	V_0
Adular, Gotthard	109·4
» Pfitsch	108·6
Rhyakolith, Vesuv	109·7
Mikroklin, Ural	109·8
» Ilmen	109·6
» Forst	109·3

Auch bei dieser Art der Rechnung kommt kein greifbarer Unterschied zwischen triklinem und monoklinem Kalifeldspat zum Vorschein.

Nimmt man das Mittel aller Zahlen, so ergibt sich für das Molekularvolum reiner Kalifeldspatsubstanz **109·4**.

Mit dieser Zahl und den Zahlen für Anorthit und Albit läßt sich nun auch das Molekularvolum der Anorthoklase berechnen:

	Molekularvolum	
	Berechnet	Gefunden
Anorthoklas, Khania	102·92	103·4
» Sidori	102·85	103·5
» Kilimanjaro	102·92	103·2.

Das Molekularvolum der Anorthoklase ist also ungefähr $^1/_2$ Prozent größer, als die Rechnung aus dem Volumen von Orthoklas, Albit und Anorthit ergibt.

Andalusitgruppe.

Andalusit.

Andalusit von Brasilien (Damour, Dana, 5th ed., 373, Nr. 17) enthält 98·1% Al_2SiO_5 (162·6), 1·9% Fe_2SiO_5 (220·4). Hieraus mittleres Molekulargewicht 163·6. Spezifisches Gewicht 3·16. Molekularvolum **51·8**.

Sillimanit.

Molekulargewicht 162·2. Mittleres spezifisches Gewicht nach Dana 3·236. Molekularvolum **50·2**.

Disthen.

Disthen, Tirol, enthält nach der Analyse von Erdmann (Dana, 5th ed., 376) 99·3% Al_2SiO_5 und 0·7% Fe_2SiO_5. Mittleres Molekulargewicht 163·0. Spezifisches Gewicht 3·661. Molekularvolum **44·5**.

Disthen, Greiner. Analyse von Jacobson (ebenda) 98·9% Al_2SiO_5, 1·1% Fe_2SiO_5. Mittleres Molekulargewicht 163·2. Spezifisches Gewicht 3·678. Molekularvolum **44·4**.

Mittel beider Bestimmungen **44·4**.

Granatgruppe.

Staurolith.

Molekulargewicht $HFeAl_5Si_2O_{13} = 475·6$.

Spezifisches Gewicht 3·7.

Molekularvolum **123**.

Grossular.

Analyse von Bullmann des Grossular von Wakefield (Am. Journ. Sc. 27, 306. 1884) führt auf folgende Verbindungen:

92·3%	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	451·5
4·5	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$	509·2
2·7	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	404·6
0·5	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	496·5.

Mittleres Molekulargewicht 452·2. Spezifisches Gewicht 3·597. Molekularvolum **125·8**.

Almandin.

Lake superior. Analyse von Penfield und Sperry (Am. Journ. Sc., *32,* 308, 311. 1886) liefert folgende Zahlen:

83%	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	499·5
8	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	451·5
5	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	496·5
4	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	406·6.

Mittleres Molekulargewicht 492·1. Spezifisches Gewicht 4·11. Molekularvolum **119·8**.

Pyrop.

Pyrop von Krems (Scharitzer, Zeitschr. f. Kryst., *6,* 333. 1882) besteht aus:

72·2%	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	404·6
10·0	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	499·5
7·4	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$	509·2
6·9	$Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$	501·4
3·5	$Fe_3Fe_2Si_3O_{12}$	557·2.

Mittleres Molekulargewicht 433·8. Spezifisches Gewicht 3·66. Molekularvolum **118·4**.

Kaprubin von Südafrika, Knap (Dana, 5th ed., 441) besteht aus:

45·4%	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$
39·6	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$
7·7	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$
5·9	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$
1·4	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$.

Mittleres Molekulargewicht 453·8. Spezifisches Gewicht 3·86. Molekularvolum **117·6**.

Das Mittel beider Bestimmungen gibt für Pyrop **118**.

Demantoid

(Kalkeisengranat) besteht nach Nicolajew (Kokscharow, Min. Rußl. *8,* 319. 1881) aus:

97·5%	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$	509·2
1·5	$Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$	454·5
1·0	$Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$	501·4.

Mittleres Molekulargewicht 507·8. Spezifisches Gewicht 3·838. Molekularvolum **132·2**.

Cordierit.

Die Formel des Cordierit ist in neuerer Zeit von Penfield durch Annahme eines Gehaltes an Hydroxyl erweitert worden. Hievon wird vorläufig noch abgesehen und das Molekularvolum auf Grund der wasserfreien Formel $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$ berechnet.

Cordierit, Haddam, Farrington (Am. Journ. Sc. *43*, 14. 1892) besteht aus:

78	% $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$	587·4
19·9	$Fe_2Al_4Si_5O_{18}$	650·6
1·2	$Fe_2Fe_4Si_5O_{18}$	766
0·9	$Mn_2Al_4Si_5O_{18}$	648·6.

Mittleres Molekulargewicht 602·6. Spezifisches Gewicht 2·610. Molekularvolum **230**.

Cordierit, Ostgotland (Schütz, Dana, 5th ed., 300, Nr. 2) besteht aus:

64·4%	$Mg_2Al_4Si_5O_{18}$	587·4
29·9	$Fe_2Al_4Si_5O_{18}$	650·6
5·7	$Fe_2Fe_4Si_5O_{18}$	766.

Mittleres Molekulargewicht 617. Spezifisches Gewicht 2·64. Molekularvolum **234**.

Cordierit, Grönland (Stromeyer, Dana, 5th ed., 300, Nr. 2) besteht aus:

83·7%	$Mg_2Al_4Si_5O_{18}$	587·4
13·0	$Fe_2Al_4Si_5O_{18}$	650·6
1·8	$Mn_2Al_4Si_5O_{18}$	648·6
1·5	$Fe_2Fe_4Si_5O_{18}$	766.

Mittleres Molekulargewicht 598·7. Spezifisches Gewicht 2·5969. Molekularvolum **235**.

Cordierit, Haddam (Thomson, Dana, 5th ed., 300, Nr. 11) führt auf folgende Verbindungen, wobei Mn mit Fe, Ca mit Mg vereinigt wurde, außerdem der Gehalt an FeO so auf beide Oxydationsstufen verteilt wurde, wie die Formel verlangt. Die Oxydationsstufen des Eisens sind in der Analyse nicht getrennt.

55·3%	$Mg_2Al_4Si_5O_{18}$
32·3	$Fe_2Al_4Si_5O_{18}$
12·4	$Mg_2Fe_4Si_5O_{18}$.

Mittleres Molekulargewicht 642. Spezifisches Gewicht 2·657. Molekularvolum **234**.

Mittelzahl für Cordierit: Molekularvolum **233**.

Beryll.

Molekulargewicht $Be_3Al_2Si_6O_{18} = 539·9$.

Spezifisches Gewicht 2·7.

Molekularvolum **200**.

Epidotgruppe.

Zoisit.

Zoisit, Ducktown, Analyse von Sipöcz (Sitzgsber. d. kais. Akad. d. Wiss., *82* (I), 1880 führt auf 98·5% $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$ (455·5) 1·5% $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$ (642·2). Mittleres Molekulargewicht 457·6. Spezifisches Gewicht 3·367. Molekularvolum **135·7**.

Zoisit, Tirol (Sipöcz, ebenda). 98·2% $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$ [Al], 1·8% $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$ [Fe]. Mittleres Molekulargewicht 458·5. Spezifisches Gewicht 3·338. Molekularvolum **137·2**.

Zoisit, Unionville, Brush (Dana, 5th ed., 299, Nr. 18). 99% [Al], 1% [Fe]. Mitteleres Molekulargewicht 457·3. Spezifisches Gewicht 3·299. Molekularvolum **138·8**.

Zoisit, Saualpe, Rammelsberg (Dana, l. c. Nr. 3). 92% [Al], 8% [Fe]. Mittleres Molekulargewicht 470·4. Spezifisches Gewicht 3·353. Molekularvolum **140·3**.

Zoisit, Kleinitz bei Prägraten (Weinschenk, Zeitschr. f. Kryst., *26*). Die Analyse führt auf 97·3% [Al], 2·0% [Fe], 0·7% [Cr] (530·5). Mittleres Molekulargewicht 458. Spezifisches Gewicht 3·341. Molekularvolum **137·1**.

Zoisit, Gorner Gletscher (Weinschenk, ebenda, 169). Die Analyse führt auf 94·8% [Al] 5·2% [Fe]. Mittleres Molekulargewicht 460. Spezifisches Gewicht 3·372. Molekularvolum **136·3**.

Epidot.

Klinozoisit, Goslerwand (Weinschenk, ebenda, 166). Die Analyse führt auf 96·8% [Al], 3·2% [Fe]. Das mittlere Molekulargewicht ist 458·1, das spezifische Gewicht 3·372. Molekularvolum **135·9**.

Klinozoisit, Rothenkopf (Weinschenk, ebenda, 166) besteht aus 93·4% [Al], 6·6% [Fe]. Mittleres Molekulargewicht 461·3. Spezifisches Gewicht 3·3985. Molekularvolum **135·8**.

Epidot, Arendal, Hermann (Dana, l. c. Nr. 5), 76% [Al], 24% [Fe]. Mittleres Molekulargewicht 499·9. Spezifisches Gewicht 3 37. Molekularvolum **148·2**.

Epidot, Sulzbach, Rammelsberg. 73·4% [Al], 26·6% [Fe]. Mittleres Molekulargewicht 505·4 Spezifisches Gewicht 3·466. Molekularvolum **145·8**.

Epidot, Bourg d'Oisans (Hermann, Dana, l. c. Nr. 16). 68% [Al], 32% [Fe]. Mittleres Molekulargewicht 514. Spezifisches Gewicht 3·42. Molekularvolum **150·2**.

Auch bei dieser Gruppe zeigt sich eine Zunahme des Molekularvolums mit dem Eisengehalt. Jedoch schwanken die Zahlen sehr, so daß eine Berechnung des wahrscheinlichen Volums der Endglieder nicht möglich ist. Für eisenfreien Zoisit kann man 137 als abgerundetes Mittel nehmen. Die sehr eisenarmen Klinozoisite scheinen nach Weinschenk ein etwas kleineres Molekularvolum zu haben als die gleich zusammengesetzten Zoisite. Für Epidot mit zirka 25 Prozent der Eisenverbindung ist 148 als Molekularvolum zu rechnen.

Vesuvian.

Nach der Formel von Ludwig und Renard (Mus. Belg. I, 181. 1882): $H_4R_{12}Al_6Si_{10}O_{43}$ berechnet sich das mittlere Molekulargewicht für Vesuvian von Ala 1627·6. Spezifisches Gewicht 3·427. Molekular, volum **474·9**. Dieses Volum ist größer als das der gleichwertigen Mengen von Grossular+Monticellit selbst wenn der Wassergehalt in Rechnung gestellt wird.

Serpentingruppe.

Chrysotil, New-Haven, Analyse von Brush (Dana, 5th ed., 466, Nr. 64) führt auf folgende Verbindungen: 96·5% $H_4Mg_3Si_2O_9$ (278·0), 3·5% $H_4Fe_3Si_2O_9$ (372·8). Mittleres Molekulargewicht 281. Spezifisches Gewicht 2·49. Molekularvolum **113**.

Serpentin, Auschkul. Analyse von Hermann (ebenda Nr. 3).

82·4%	$H_4Mg_3Si_2O_9$	278·0
12·4	$H_4Fe_3Si_2O_9$	372·8
5·2	$H_4Mg_3Al_2SiO_9$	279·4.

Mittleres Molekulargewicht 289·2. Spezifisches Gewicht 2·57. Molekularvolum **112·7**.

Schiefriger Serpentin, Kals. Analyse von Gilm (ebenda Nr. 40).

90·7%	$H_4Mg_3Si_2O_9$
7·6	$H_4Fe_3Si_2O_9$
1·7	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$.

Mittleres Molekulargewicht 285·2. Spezifisches Gewicht 2·593. Molekularvolum **110**.

Schiefriger Serpentin, Zermatt. Analyse von Schweizer (ebenda Nr. 12).

95·7%	$H_4Mg_3Si_2O_9$
2·6	$H_4Fe_3Si_2O_9$
1·7	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$.

Mittleres Molekulargewicht 280·3. Spezifisches Gewicht 2·55. Molekularvolum **109·9**.

Antigorit, Villa Rota. Analyse von Delesse (ebenda Nr. 48).

83·3%	$H_4Mg_3Si_2O_9$
7·8	$H_4Fe_3Si_2O_9$
8·9	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$.

Mittleres Molekulargewicht 285·5. Spezifisches Gewicht 2·644. Molekularvolum **108·0**.

Bei den Serpentinen macht sich der Unterschied von Faserserpentin (Molekularvolum 113) und Schuppenserpentin (Molekularvolum 109) auffallend bemerkbar.

Talk.

Nach der Analyse des Talks vom Greiner (Scheerer, siehe Hintze, Handbuch, Nr. XXIII) besteht derselbe aus 97·2% $H_2Mg_3Si_4O_{12}$ (380·4) und 2·8% $H_2Fe_3Si_4O_{12}$ (475·4); hier wurde ein kleiner Nickelgehalt zum Eisen gerechnet. Mittleres Molekulargewicht 383·0. Spezifisches Gewicht 2 69. Molekularvolum **142·4**.

Chloritgruppe.

Pennin, Analyse von Ludwig (Tschermak, Chlorite II, Sitzungsb. der kais. Akad. d. Wiss. *100* (I), S. 17) führt auf folgende Mischung:

60%	$H_4Mg_3Si_2O_9$	278·0
30	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$	279·4
6	$H_4Fe_2Al_2SiO_9$	342·6
4	$H_4Mg_2Fe_2SiO_9$	337·2.

Mittleres Molekulargewicht 284·2. Spezifisches Gewicht 2·678. Molekularvolum **106·1**.

Klinochlor, Achmatowsk, Analyse von Ortmann (Tschermak, Chlorite, S. 17, Nr. 13).

45·6%	$H_4Mg_3Si_2O_9$	278·0
49·2	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$	279·4
1·5	$H_4Fe_2Al_2SiO_9$	342·6
3·7	$H_4Mg_2Fe_2SiO_9$	337·2.

Mittleres Molekulargewicht 282. Spezifisches Gewicht 2·648. Molekularvolum **106·5**.

Korundophilit. Analyse von Obermayer (Tschermak, Chlorite II, S. 17, Nr. 29).

20 %	$H_4Mg_3Si_2O_9$
44·4	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$
30·4	$H_4Fe_2Al_2SiO_9$
5·2	$H_4Fe_2Fe_2SiO_9$.

Mittleres Molekulargewicht 305. Spezifisches Gewicht 2·87. Molekularvolum **106**.

Prochlorit, Zillertal. Analyse von Klement (Tschermak, l. c. Nr. 21).

53·7%	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$	279·4
7·5	$H_4Fe_2Al_2SiO_9$	342·6
4·3	$H_4Fe_2Fe_2SiO_9$	400·4
34·5	$H_4Fe_3Si_2O_9$	372·8.

Mittleres Molekulargewicht 321. Spezifisches Gewicht 2·971. Molekularvolum **108·0**.

Leuchtenbergit, Amity. Analyse von Sipöcz (Tschermak, l. c. Nr. 20).

58·2%	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$	279·4
39·7	$H_4Mg_3Si_2O_9$	278·0
2·1	$H_4Fe_2Al_2SiO_9$	342·6.

Mittleres Molekulargewicht 280·4. Spezifisches Gewicht 2·680. Molekularvolum **104·6**.

Amesit. Analyse von Pisani (Tschermak, l. c. Nr. 30).

61·0%	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$	279·4
32·2	$H_4Fe_2Al_2SiO_9$	342·6
6·8	$H_4Mg_3Si_2O_9$	278·0.

Mittleres Molekulargewicht 300. Spezifisches Gewicht 2·71. Molekularvolum **110·9**.

Die Zahlen für das Molekularvolum lassen erkennen, daß die eisenhaltigen Verbindungen ein größeres, die eisenfreien ein kleineres Molekularvolum besitzen. Doch ist es zur Zeit nicht möglich, das Molekularvolum der einfachen Verbindungen abzuleiten. Die Magnesium-Aluminiumverbindung scheint insbesondere ein sehr niedriges Molekularvolum zu besitzen.

Chloritoid.

Analyse von Suida (Tschermak, Sprödglimmer). Die Analyse führt zu folgenden Verbindungen:

79·8%	$H_2FeAl_2SiO_7$	252·6
19·5	$H_2MgAl_2SiO_7$	221·0
0·7	$H_2FeFe_2SiO_7$	310·4.

Mittleres Molekulargewicht 246·4. Spezifisches Gewicht 3·538. Molekularvolum **69·6**.

Glimmergruppe.

Bei der Berechnung des Molekularvolums des Glimmer habe ich mich an die Untersuchungen von Tschermak (Sitzgsber. d. Wiener Akad., *76*, 2. Abt., Juli 1877; *78*, 2. Abt., Juni 1878) gehalten. Jedoch

wurden die alkalihaltigen Glieder nicht mit den wasserstoffhaltigen zusammengezogen (wie z. B. $H_4K_2Al_6Si_6O_{24}$), sondern getrennt berechnet (also $H_6Al_6Si_6O_{24}$ und $K_6Al_6Si_6O_{24}$), nicht etwa um zu leugnen, daß zwischen Alkali und Wasserstoff in gewissen Glimmern einfache Verhältnisse bestehen, sondern weil die Rechnung so einfacher wird. Ein Überschuß von Si über das nach Berechnung der anderen Glieder übrig bleibende Al wurde gemäß der Formel $S(H_8Si_{10}O_{24})$ in Rechnung gestellt. Bei den magnesiareichen Glimmern kommt jedoch öfter auch ein merklicher Überschuß von Al bei der Berechnung heraus. Dieser ist in den Untersuchungen von Tschermak nicht berücksichtigt. Um ihm gerecht zu werden, kann man ein Glied annehmen, das dem Margarit ähnlich gebaut ist: $H_4Mg_2Al_8Si_4O_{24}$. Da übrigens alle auftretenden Formeln durch 2 teilbar sind, wurden zur Vereinfachung der Zahlen diese halbierten Formeln angegeben (der gewöhnliche Muscovit also $H_2KAl_3Si_3O_{12}$). Ein kleiner Gehalt an Fluor wurde nicht berücksichtigt. Bei größerem Gehalt wurde die fluorhaltige Verbindung $F_{12}Si_5O_4$ in Rechnung gestellt. Es ist aber zu bemerken, daß bei dieser Art Rechnung bei Biotit ein beträchtliches Manko an Si eintritt, so daß man eine große Menge der margaritähnlichen Verbindung einstellen muß; auch erscheint der Wassergehalt nach der Formel zu gering.

Zunächst folgen die Formeln und die Molekulargewichte:

$K_3Al_3Si_3O_{12}$	475·95	$Mg_6Si_3O_{12}$	423·6	$H_4Si_5O_{12}$	338
$Na_3Al_3Si_3O_{12}$	427·5	$Fe_6Si_3O_{12}$	613·2	$O_4Si_5F_{12}$	434
$Li_3Al_3Si_3O_{12}$	379·5	$Fe_6Ti_3O_{12}$	672·3		
$H_3Al_3Si_3O_{12}$	361·5	$H_2MgAl_4Si_2O_{12}$	383·6		
$K_3Fe_3Si_3O_{12}$	562·65	$H_2CaAl_4Si_2O_{12}$	399·2		
$Na_3Fe_3Si_3O_{12}$	517·2				

Alkaliglimmer:

1. Muscovit, Bengalen (Tschermak, l. c., 2. Teil, S. 7, Nr. I).
2. » Ostindien (ebenda, Nr. II).
3. Phengit, Rothenkopf (ebenda, S. 31, Nr. III).
4. Paragonit, Gotthard, Rammelsberg (ebenda, S. 11, Nr. I).

	1	2	3	4
$K_3Al_3Si_3O_{12}$	23·3	23·8	16·6	3
$Na_3Al_3Si_3O_{12}$	2·7	3·3	2·3	25
$Li_3Al_3Si_3O_{12}$	1·7	—	—	—
$H_3Al_3Si_3O_{12}$	68·6	68·7	63·8	72
$K_3Fe_3Si_3O_{12}$	1·6	2·0	9·7	—
$Mg_6Si_3O_{12}$	0·6	1·2	2·6	—
$Fe_6Si_3O_{12}$	1·2	1·0	0·8	—
$H_4Si_5O_{12}$	—	—	—	—
$O_4Si_5F_{12}$	0·3	—	4·2	—
Mittleres Molekulargewicht	396·9	400·0	404·1	381·5
Spezifisches Gewicht	2·831	2·830	2·892	2·779
Molekularvolum	140·1	141·1	139·7	137·3

Magnesiaglimmer:

5. Anomit, Baikalsee (Tschermak, S. 13, Nr. V).
6. » Greenwood fournace (ebenda, Nr. VI).

7. Meroxen, Tschebarkul (ebenda, S. 17, Nr. VII).

	5	6	7
$K_3Al_3Si_3O_{12}$	25·7	23·2	16·0
$Na_3Al_3Si_3O_{12}$	7·0	7·0	2·6
$H_3Al_3Si_3O_{12}$	5·1	15·3	20·9
$K_3Fe_3Si_3O_{12}$	1·4	3·8	10·5
$Mg_6Si_3O_{12}$	42·7	37·1	31·1
$Fe_6Si_3O_{12}$	5·1	11·6	15·8
$H_2MgAl_4Si_2O_{12}$	9·5	—	3·1
$H_4Si_5O_{12}$	—	2·0	—
$O_4Si_5F_{12}$	3·5	—	—
Mittleres Molekulargewicht	442·3	457·1	465·4
Spezifisches Gewicht	2·87	2·846	3·004
Molekularvolum	**154·1**	**160·5**	**154·9**

8. Biotit aus Tonalit, Gaul (Hans Hirschi, Inaug. Diss., Beiträge zur Kenntnis der gesteinsbildenden Biotite, Zürich 1901).

9. Biotit aus Granitgneis, Tumpen (ebenda).

	8	9
$K_3Al_3Si_3O_{12}$	—	4·3
$Na_3Al_3Si_3O_{12}$	—	4·1
$H_3Al_3Si_3O_{12}$	33·4	27·6
$K_3Fe_3Si_3O_{12}$	27·4	28·6
$Na_3Fe_3Si_3O_{12}$	4·7	—
$Fe_6Ti_3O_{12}$	6·7	4·8
$Fe_6Si_3O_{12}$	3·3	4·3
$Mg_6Si_3O_{12}$	16·4	11·4
$H_2MgAl_4Si_3O_{12}$	—	10·8
$H_2CaAl_4Si_3O_{12}$	8·1	4·1
Mittleres Molekulargewicht	466·3	463·3
Spezifisches Gewicht	3·058	3·062
Molekularvolum	**152·2**	**151·3**

In den Zahlen für das Molekularvolum erkennt man zunächst deutlich den Einfluß der dem Olivin analog zusammengesetzten Verbindung. Rechnet man einerseits alle MgO- und FeO-haltigen Verbindungen zusammen *(M)*, ferner alle, welche außer Si und Al(Fe) nur noch H oder Alkalien oder Fluor enthalten *(A)*, endlich jene, die dem Kalkglimmer analog sind *(P)*, so ergibt sich folgende Zusammenstellung:

	M	*P*	*A*	Molekularvolum
Muscovit, Bengalen	1·8	—	98·2	140·1
» Ostindien	2·2	—	97·8	141·1
Phengit, Rothenkopf	3·4	—	96·6	137·3
Biotit, Tumpen	20·5	14·9	64·6	151·3
» Gaul	26·4	8·1	65·5	152·2

Meroxen, Tschebarkul	46·9	3·1	50·0	154·9
Anomit, Greenwood fourance	48·7	—	51·3	160·5
» Baikalsee	42·7	9·5	47·8	154·1

Perowskit.

Perowskit von Zermatt (Damour, Dana, 5th ed., 146, Nr. 5) enthält 98% $CaTiO_3$ (168·1) gegen 2% $FeTiO_3$ (184·1). Mittleres Molekulargewicht 168·4. Spezifisches Gewicht 4·035 (Mittel von zwei Bestimmungen 4·03 und 4·039). Molekularvolum **41·7**.

Perowskit, Achmatowsk (Jacobson, Dana, 5th ed., 146, Nr. I) enthält 96% $CaTiO_3$, 4% $FeTiO_3$. Mittleres Molekulargewicht 168·6. Spezifisches Gewicht 4·017. Molekularvolum **42**.

Perowskit, Schelingen (Seneca, Dana, 5th ed., 146, Nr. 3) enthält 88% $CaTiO_3$, 12% $FeTiO_3$. Mittleres Molekulargewicht 169·7 Spezifisches Gewicht 4·02. Molekularvolum **42·2**.

Auch hier ist das Molekularvolum der eisenreichen Mischung höher als das der eisenarmen. Lehrreich ist indessen der Vergleich mit Titaneisenerz (Molekularvolum 31·7). Es ist begreiflich, daß Perowskit in krystallinen Schiefern keine wichtige Rolle spielt. Mittel der drei Berechnungen **42·0**.

Titanit.

Titanit von Zillertal (Rose, Dana, 5th ed., 385) enthält: 97·3% $CaSiTiO_5$ (196·5) und 2·7% $FeTiSiO_5$ (212·5). Mittleres Molekulargewicht 196·7. Spezifisches Gewicht 3·535. Molekularvolum **55·6**.

Bemerkenswert ist hier der Unterschied gegenüber der Summe von Perowskit+Quarz 42·0+22·8 = 74·8; ebenso geben Wollastonit+Rutil 41·5+19·1 eine höhere Summe 60·6. Titanit enthält daher die Stoffe in großer Konzentration.

Die gewonnenen Zahlen sollen hier nochmals in tabellarischer Form zusammengestellt werden. Unter »berechnet« stehen die Zahlen, die durch Addition der Molekularvolumina der Oxyde gefunden werden, in welche man die Verbindungen zerlegen kann. Bei dieser Rechnung wurden folgende Zahlen angewendet:

SiO_2	(Quarz)	22·8	
TiO_2	(Rutil)	19·1	
Al_2O_3	(Korund)	25·2	
Fe_2O_3	(Eisenglanz)	30·3	
FeO		14·5	(aus dem Volumen von Magnetit und Eisenglanz)
MgO	(Periklas)	11·3	
CaO	(künstlich)	17·2	
Na_2O	»	22·1	
K_2O	»	35·5	
H_2O		18	
CO_2		56	

Tabelle der Molekularvolumina der häufigen Gesteinsgemengteile.

Sulfide.

	Beobachtet	Berechnet		Beobachtet	Berechnet
Pyrit FeS_2	23·2	—	Magnetkies FeS	19·1	—
Markasit FeS_2	25·4	—			

Oxyde.

	Beobachtet	Berechnet		Beobachtet	Berechnet
Brucit MgO_2H_2	24·8	29·3	Brookit TiO_2	19·5	—
Diaspor $Al_2H_2O_4$	36·4	43·2	Zinnstein SnO_2	22·0	—
Korund Al_2O_3	25·2	—	Hämatit Fe_2O_3	30·3	—
Periklas MgO	11·3	—	—Ilmenit $FeTiO_3$	31·7	33·6
Quarz SiO_2	22·8	—	Magnetit Fe_3O_4	44·8	—
Tridymit SiO_2	26·3	—	Chromit $FeCr_2O_4$	49·7	—
Rutil TiO_2	19·1	—	+Spinell $MgAl_2O_4$	40·6	36·5
Anatas TiO_2	20·6	—	+Hercynit $FeAl_2O_4$	44·4	39·7

Carbonate.

Calcit $CaCO_3$	36·8	73·2	Siderit $FeCO_3$	29·5	70·5
Magnesit $MgCO_3$	27·9	67·3	Manganspat $MnCO_3$	31·1	69·7
Dolomit $CaMgC_2O_6$	64·7	140·5	Zinkspat $ZnCO_3$	28·8	—

Silikate.

—Forsterit Mg_2SiO_4	43·9	45·4	+Wollastonit $CaSiO_3$	41·5	40·0
—Fayalit Fe_2SiO_4	47·3	51·8	—Enstatit $Mg_2Si_2O_6$	64·0	68·2
+Monticellit $CaMgSiO_4$	51·9	51·3	— $Fe_2Si_2O_6$	72·5	74·6
—Diopsid $CaMgSi_2O_6$	68	74·1	—Akmit $NaFeSi_2O_6$	67·0	71·3
—Hedenbergit $CaFeSi_2O_6$	72	77·3	—Jadeit $NaAlSi_2O_6$	61·4	69·2
Gemeiner Augit	68·2	—			
—Anthophyllit $Mg_4Si_4O_{12}$	135	136·4	—Gemeine Hornblende	140·5	—
—Tremolit $CaMg_3Si_4O_{12}$	135·0	142·3	—Glaukophan $Na_2Al_2Si_4O_{12}$	136·4	143·6
+Meionit $Ca_4Al_6Si_6O_{25}$	326·8	281·2	+Gehlenit $Ca_3Al_2Si_2O_{10}$	160·5	122·4
+Marialith $Na_4Al_3Si_9O_{24}Cl$	330·6	328·3			
+Sodalith $3NaAlSiO_4+NaCl$	211	204·4	+Orthoklas $KAlSi_3O_8$	109·4	98·7
±Nephelin $NaAlSiO_4$	56·5	56·5	+Albit $NaAlSi_3O_8$	100·3	92·0
+Leucit $KAlSi_2O_6$	88·0	75·9	+Anorthit $CaAl_2Si_2O_6$	101·1	88·0
+Andalusit Al_2SiO_5	51·8	48·0	—Disthen Al_2SiO_5	44.4	48·0
+Sillimanit	50·2	48·0	—Staurolith $HFeAl_5Si_2O_{13}$	123·0	132·1
—Grossular $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	125·8	145·2	—Pyrop $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	118	127·5
—Almandin $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	119·8	137·1	—Demantoid $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$	132·2	150·3
+Cordierit $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$	233	187·0	Beryll $Be_3Al_2Si_6O_{18}$	200	—
—Zoisit $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	137	149·6	Epidot $HCa_2(Al,Fe)_3Si_3O_{13}$	148	—
—Klinozoisit $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	135·9	149·6	—Vesuvian $H_4R_{12}Al_6Si_{10}O_{43}$	474·9	546

	Beobachtet	Berechnet		Beobachtet	Berechnet
—Chrysotil $H_4Mg_3Si_2O_9$	113	115·5	Pennin Sp_3At_2	106·1	—
—Antigorit $H_4Mg_3Si_2O_9$	109	115·5	Klinochlor SpAt	106·5	—
—Talk $H_2Mg_3Si_4O_{12}$	142·4	143·1	Amesit $H_4Mg_2Al_2SiO_9$	110·9	—
—Chloritoid $H_2FeAl_2SiO_7$ . . .	69·6	80·5			
—Muscovit $H_2KAl_3Si_3O_{12}$ . . .	140	142·0	+Perowskit $CaTiO_3$	42·0	36·3
Biotit $\left.\begin{matrix}(K, H)_3Al_3Si_3O_{12}\\ Mg_6Si_3O_{12}\end{matrix}\right\}$.	2×153	—	—Titanit $CaTiSiO_5$	55·6	59·1

Wie schon Loewinson-Lessing am a. O. hervohebt, zerfallen die Gesteinsgemengteile in zwei Gruppen: In der einen Gruppe ist das Molekularvolum der Verbindung kleiner als das der Oxyde, aus welchen die Verbindung zusammengesetzt werden kann; in der anderen Gruppe ist das Molekularvolum größer. Die Verbindungen der ersten Art sind in der Tabelle durch —, die der zweiten durch + kenntlich gemacht.

Man bemerkt sofort, daß viele Minerale der + Gruppe typische Kontaktminerale sind, während unter den typischen Gemengteilen der krystallinen Schiefer die der Gruppe — vorherrschen.

Dies gilt insbesondere auch von nahen Verwandten, von denen dann die stark kondensierten den krystallinischen Schiefern, die mit größerem Volum den Kontakt- und Erstarrungsgesteinen angehören. Unter den typischen Kontaktmineralen sind nicht wenige, die sich durch eine ziemlich beträchtliche Volumvermehrung auszeichnen; man vergleiche Andalusit, Spinell, Cordierit. Auch unter denjenigen Mineralen, die mit einer gewissen Ausschließlichkeit auf die Erstarrungsgesteine beschränkt sind, finden sich manche mit einer beträchtlichen Erhöhung des Molekularvolums. Man vergleiche Sodalith, Leucit Anorthoklas.

Es wäre offenbar gefehlt, wenn man aussprechen wollte, daß alle Gemengteile krystallinischer Schiefer durch reduziertes Volum charakterisiert seien. Es dürfte dann keine krystallinen Schiefer mit Feldspat geben. Ganz zweifellos manifestiert sich aber gerade in der Feldspatgruppe der Einfluß des Volumgesetzes sehr deutlich: Derjenige Feldspat, bei dem die Vermehrung des Volums im Vergleich mit den Oxyden am geringsten ist, der Albit, spielt augenscheinlich die wichtigste Rolle in den krystallinen Schiefern; bei diesem ist die Volumsvermehrung im Vergleich zu den Oxyden zirka 8%. Orthoklas mit 11% und Anorthit mit 13% Volumsvermehrung treten dementsprechend in den krystallinen Schiefern seltener auf, beziehentlich ihre Basen suchen andere Gleichgewichtslagen.

Besonders einleuchtend wird die Wirkung des Volumgesetzes dargetan durch die schon erwähnten Volumgleichungen, welche einerseits die Gemengteile eines Erstarrungsgesteins, anderseits die eines krystallinen Schiefers von gleicher chemischer Zusammensetzung aufführen.

Diese Gleichungen mögen häufig genug tatsächlich eintretenden chemischen Reaktionen entsprechen und sie sollen in den späteren Teilen unserer Arbeit auf ihre Berechtigung in dieser Hinsicht geprüft werden. Sie behalten aber auch ihr Interesse, wenn man sie nicht als Reaktionsgleichungen, sondern mehr als Parallelisierungen ansehen will. Eine Anzahl von Beispielen solcher Volumgleichungen sollen hier angeführt werden. Die Zusammenstellung macht auf Vollständigkeit keinen Anspruch.

Beispiele von Volumgleichungen.

Gabbro. Olivin, Augit, Basischer Plagioklas.		Eklogit. Omphacit, Granat, Quarz.
Augit	=	Granat
$CaMgSi_2O_6$ 68		$R_3Al_2Si_3O_{12}$ zirka . . . . . 121.
$MgAl_2SiO_6$ 68		
136		

Augit+Anorthit		=	Granat+Quarz	
$CaMgSi_2O_6$	68		$R_3Al_2Si_3O_{12}$ zirka	123
$CaAl_2Si_2O_8$	101·1		SiO_2	22·8
	169·1			145·8

Olivin+Anorthit		=	Granat	
Mg_2SiO_4	43·9		$R_3Al_2Si_3O_{12}$ zirka	121
$CaAl_2Si_2O_8$	101·1			
	145·0			

Albit des Plagioklases		=	Na-Al-Silikat des Omphacit+Quarz	
$NaAlSi_3O_8$	100·3		$NaAlSi_2O_6$	64·8
			SiO_2	22·8
				87·6

Diabas.

Labrador, Augit, Titaneisen.

Amphibolit.

Saurer Plagioklas, Hornblende, Granat, Quarz, Titanit

Augit+Labrador		=	Granat+Hornblende+Albit+Quarz	
$3MgCaSi_2O_6$	204		$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	125·8
$CaAl_2Si_2O_8$	101·1		$Mg_3CaSi_4O_{12}$	135·0
$NaAlSi_3O_8$	100·3		$NaAlSi_3O_8$	100·3
	405·4		SiO_2	22·8
				383·9

Anorthit+Titaneisen		=	Titanit+Fe-Al-Verbindung der gemeinen Hornblende	
$2CaAl_2Si_2O_8$	201·4		$2CaSiTiO_5$	111·2
$2FeTiO_3$	63·4		$Fe_2Al_4Si_2O_{12}$	140·5
	264·8			251·7

Diese beiden Beispiele gestatten den Vergleich, ohne daß man zu dem Erstarrungsgestein irgend einen Stoff hinzuzufügen oder davon fortzunehmen gezwungen ist. Das nächste Beispiel verlangt die Annahme, daß zu dem Erstarrungsgestein Wasser und Kohlensäure hinzutreten. Bei der Summe der Molekularvolumina bezeichet die eingeklammerte Zahl die Summe mit Einrechnung der Volumina von Wasser und Kohlensäure. Die nicht eingeklammerte bezeichnet das Molekularvolum der festen Bestandteile allein.

Diabas.

Labrador, Augit, Titaneisen.

Grünschiefer.

Albit, Hornblende, Zoisit (Epidot), Chlorit, Quarz Titanit.

Augit+Anorthitsubstanz+Wasser		=	Stralstein+Zoisit	
$7CaMgSi_2O_6$ + $2MgAl_2SiO_6$	612		$3CaMg_3Si_4O_{12}$	405
$4CaAl_2Si_2O_8$	404·4		$4HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	548
$2H_2O$	(36)			953
	1016·4			
	(1052·4)			

Labrador+Augit+Titaneisen+Wasser		=	Zoisit+Chlorit+Titanit+Quarz+Albit	
$3NaAlSi_3O_8$	300·9		$2HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	274
$3CaAl_2Si_2O_8$	303·3		$H_4R_3Si_2O_9$	106·5
$2CaMgSi_2O_6$	136		$CaSiTiO_5$	55·6
$FeTiO_3$	31·7		SiO_2	22·8
$3H_2O$	(54)		$3NaAlSi_3O_8$	300·9
	771·9			759·9
	(825·9)			

Labrador+Augit+Titaneisen+Wasser		=	Chlorit+Titanit+Albit	
$NaAlSi_3O_8$	100·3		$H_4R_3Si_2O_9$	106·5
$CaAl_2Si_2O_8$	101·1		$H_4R_2Al_2SiO_9$	106·5
$2CaMgSi_2O_6$	136		$3CaSiTiO_5$	166·8
$3FeTiO_3$	95·1		$NaAlSi_3O_8$	100·3
$4H_2O$	(72)			480·1
	432·5			
	(504·5)			

Labrador+Pyroxen+Wasser+Kohlensäure		=	Calcit+Quarz+Epidot+Chlorit+Albit	
$4CaAl_2Si_2O_8$	404·4		$4NaAlSi_3O_8$	401·2
$4NaAlSi_3O_8$	401·2		$5CaCO_3$	185
$5CaMgSi_2O_6$	340·0		$7SiO_2$	159·6
$5H_2O$	(90)		$2HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	274
$5CO_2$	(280)		$H_4Mg_3Si_2O_9$	106·5
	1145·6		$H_4Mg_2Al_2SiO_9$	106·5
	(1514·6)			1232·8

Diorit.

Basischer Plagioklas, Orthoklas (untergeordnet), Hornblende.

Floitit.[1]

Saurer Plagioklas, Biotit, Zoisit (Epidot), Quarz.

Anorthit+Orthoklas+Hornblende+Wasser		=	Zoisit+Biotit+Quarz	
$2CaAl_2Si_2O_8$	202·2		$2HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	274
$2KAlSi_3O_8$	218·8		$2HKAl_2Si_2O_8$, $Mg_4Si_2O_8$	306
$CaMg_3Si_4O_{12}$	138		$4SiO_2$	91·2
$CaMgAl_4Si_2O_{12}$	138			671·2
$2H_2O$	(36)			
	697·0			
	(733·0)			

[1] Krystalline Schiefer, wesentlich aus Oligoklas, Biotit und Zoisit bestehend, mit etwas Quarz, manchmal auch mit Hornblende sind im Bereiche des Zillertaler Zentralgneises nicht selten. Für diese Kombination wird der Name Floitit vorgeschlagen. Sie vermitteln chemisch zwischen den Tonalitgneisen und Amphiboliten. Der Name ist vom Floitental genommen, wo Gesteine dieser Zusammensetzung vorzüglich entwickelt sind.

Für den Vergleich des Tonalites und der ihm chemisch gleichenden Tonalitgneise kommt vor allem die Ersetzung von basischem Plagioklas und Orthoklas durch Zoisit, sauren Plagioklas, Muscovit und Quarz in Betracht, deren Volumverhältnis von mir schon früher besprochen wurde. Sie vollzieht sich nach der Gleichung:

Anorthit[1]+Orthoklas+Wasser		Zoisit+Muscovit+Quarz	
$4CaAl_2Si_2O_8$	404·4	$2HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	274
$KAlSi_3O_8$	109·4	$H_2KAl_3Si_3O_{12}$	141·1
$2H_2O$	(36)	$2SiO_2$	45·6
	513·8		460·7
	(549·8)		

Die Aufzehrung des Kalifeldspates erfolgt in der Weise, daß der Kalifeldspat durch Albit verdrängt wird. Der farblose Glimmer siedelt sich immer im Plagioklas an; der Kalifeldspat bleibt frei davon.

Neben der Bildung von Zoisit oder Klinozoisit wird auch die Bildung von Granat beobachtet. Dies entspricht folgende Gleichung:

Anorthit[1]+Orthoklas+Wasser		Granat+Muscovit+Quarz	
$3CaAl_2SiO_8$	303·3	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	125
$2KAlSi_3O_5$	218·8	$2H_2KAl_3Si_3O_{12}$	282·2
$2H_2O$	(36)	$3SiO_2$	68·4
	522·1		475·6
	(558·1)		

In derselben Gesteinsgruppe beobachtet man die zuerst von Tschermak beschriebene Pseudomorphose von Biotit nach Hornblende. Der Biotit ist gewöhnlich von Epidot begleitet und die Umwandlung kann durch die Gleichung bei Diorit-Floitit gedeutet werden. Bisweilen ist auch Calcit an den Pseudomorphosen beteiligt nach folgender Gleichung:

Hornblende+Orthoklas+Wasser+Kohlensäure		Calcit+Biotit+Quarz	
$CaMg_3Si_4O_{12}$ } $CaMgAl_4Si_2O_{12}$ }	274	$2CaCO_3$	73·6
		$Mg_4Si_2O_8$ } $2KH_2Al_3Si_3O_{12}$ }	384
$2KAlSi_3O_8$	218·8		
$2CO_2$	(112)	$4SiO_2$	91·2
$2H_2O$	(36)		548·8
	492 8		
	(640·8)		

Den anorthitärmeren Granodioriten und Granititen stehen entsprechend zoisit-, respektive epidotärmere Gneise gegenüber. Sie unterscheiden sich von den Erstarrungsgesteinen zumeist durch stärkeres Hervortreten der Glimmer, namentlich des Muscovit, mitunter (bei den Granuliten im Sinne der deutschen Autoren) auch durch Gehalt an Sillimanit und Disthen. Das Auftreten dieser Minerale kann nicht ohne die Annahme einer Abfuhr von Alkaliverbindungen verstanden werden.[2] Dementsprechend finden sich in den

[1] Est ist Anorthitsubstanz des Plagioklases gemeint, die Albitsubstanz, welche auf beiden Seiten der Gleichung erscheint, ist nicht berücksichtigt.

[2] Vergl. die sehr beachtenswerten Bemerkungen von M. P. Termier über die Abgabe von Kalk und Alkalien aus den Intrusivgesteinen an ihre Umgebung (C. R. de l'Acad. des Sciences, 22 Mars 1897, und Sur l'elimination de la chaux par metasomatose dans les roches eruptives basiques de la region du Pelvoux; Bull. Soc. Geol. de France, 3 serie, *26*, 165 [1898]).

Granitgneisen zumeist merklichere Tonerdeüberschüsse über die zur Feldspatbildung aus Alkalien und Kalk erforderlichen Mengen; sie verraten, daß die Umformung von einer Veränderung des Mengenverhältnisses der Elemente begleitet wird, die vielleicht auch in anderen Fällen vorhanden ist, aber sich nicht so augenfällig geltend macht wie hier.

Durch diese Abfuhr der Alkalien bei der Gneisbildung aus sauren Erstarrungsgesteinen wird die Aufstellung einer chemischen Gleichung erschwert. Daß aber die Bildung von Glimmer auf Kosten der Alkalifeldspate vom Volumgesetz begünstigt wird, liegt auf der Hand.

Überhaupt unterscheidet sich aber der Mineralbestand der sauren Granitgneise weniger von dem der Erstarrungsgesteine, als dies bei den basischen Gesteinen der Fall ist.

Die chemischen Äquivalente der fojaitisch-theralithischen Reihe der Erstarrungsgesteine sind bisher noch unvollkommen bekannt. Die wenigen bekannten Beispiele[1] entfernen sich kaum von dem Mineralbestand der entsprechenden Erstarrungsgesteine; dies steht in Einklang mit der Tatsache, daß Alkali-Eisen-Amphibole und -Pyroxene, welche für Erstarrungsgesteine dieser Gruppe charakteristisch sind, ohnehin ein kleines Molekularvolum haben. Die bisher bekannt gewordenen Vorkommen beziehen sich auf relativ kieselsäurereiche Gesteine, die als Erstarrungsgesteine nephelinfrei wären. Ob sich auch Äquivalente der Nephelin-Syenite finden werden und welchen Mineralbestand sie zeigen, muß erst die Zukunft lehren. Wenn das Volumgesetz für sie Geltung hat, sollte man Glaukophan oder Jadeit erwarten nach den Gleichungen:

Nephelin+Albit	=	Glaukophan	=	Jadeit
$NaAlSi_3O_8$ . . . 100·3		$Na_2Al_2Si_4O_{12}$ . . . 137		$2NaAlSiO_6$ . . . 122·8.
$NaAlSiO_4$ . . . 59				
156·3				

Der Vergleich der klastischen Gesteine kann zu keiner Aufklärung führen, da der Mineralbestand der klastischen Gesteine kein gesetzmäßiger ist. Wohl aber können echte Kontaktgesteine zum Vergleich herangezogen werden, die ihren Mineralbestand unter der Einwirkung von äußeren Umständen erlangt haben, die den magmatischen Zuständen bei der Bildung der Erstarrungsgesteine nahe standen.

So lassen sich Andalusit, Cordierit und Spinell führende Hornfelse mit gewöhnlichen Glimmerschiefern und Phylliten vergleichen. Die Hornfelse haben größeres Volum:

Andalusit+Orthoklas+Wasser	=	Muscovit+Quarz
Al_2SiO_5 . . 51·6		$H_2KAl_3Si_3O_{12}$ . . 141·1
$KAlSi_3O_8$ . . 109·4		SiO_2 . . . . . 22·8
H_2O . . . . (18)		163·9
161·0		
(179·0)		

Spinell+Feldspat+Wasser	=	Biotit+Muscovit
$4MgAl_2O_4$ . . . 161·6		$2\left\{\begin{matrix}Mg_2SiO_4\\HKAl_2Si_2O_8\end{matrix}\right\}$ 306
$4KAlSi_3O_8$ . . 433·2		$2H_2KAl_3Si_3$ 282
$3H_2O$ . . . . (54)		588
594·8		
(648·8)		

[1] Arfvedsonitgneis Cevadaes, Alemtejo Portugal Rosenbusch: Gesteinslehre, 484. — Alkaligranulit von Portugal. V. de Souza-Brandao. Zentralblatt f. Min. etc. 1902, Nr. 2. — Forellenstein von Gloggnitz, Riebeckitgneis. Graf Keyserling Min. Petr. Mitt. Wien *22*, 109.

Cordierit+Feldspat+Wasser		=	Biotit+Muscovit+Quarz	
$2Mg_2Al_4Si_5O_{18}$	460			
$5KAlSi_3O_8$	541·5		$2\{Mg_2SiO_4 + HKAl_2Si_2O_8\}$	306
$4H_2O$	(72)		$3H_2KAl_3Si_3O_{12}$	423·3
	1001·5		$10SiO_2$	228
	(1073·5)			957·3

Andalusit+Biotit+Quarz+Wasser		=	Muscovit+Chlorit	
$2Al_2SiO_5$	103·2		$2H_2KAl_3Si_3O_{12}$	282·2
$2\{HKAl_2Si_2O_8 + Mg_4Si_2O_8\}$	408		$2H_4Mg_3Si_2O_9 + H_4Mg_2Al_2SiO_9$	321·4
SiO_2	22·8			603·6
$7H_2O$	(126)			
	534·0			
	(660·0)			

Tiefenstufen.[1]

So lehrreich das Studium dieser Volumverhältnisse ist und so viel es zum Verständnis des Mineralbestandes der krystallinen Schiefer beiträgt, so darf doch ihre Bedeutung nicht überschätzt werden.

In der Mehrzahl der Fälle kommt das Volumgesetz dadurch zur Geltung, daß an Stelle von hydroxylfreien Verbindungen hydroxylhaltige gebildet werden. Bei manchen Vergleichen wird die Aufnahme von CO_2 angenommen. Es muß also nicht nur die Gegenwart der Elemente des Wassers, der Kohlensäure, sondern auch die Möglichkeit ihrer Fixierung vorausgesetzt werden.

Ein Überblick der angeführten Vergleiche lehrt, daß das Volumgesetz der Bildung von Kalifeldspat und anorthitreicher Plagioklase entgegenwirkt. Es kann aber nicht geleugnet werden, daß es sehr große Komplexe krystalliner Schiefer gibt, in denen diese Feldspatarten eine wichtige, ja eine herrschende Rolle spielen.

Es muß also ein Moment geben, welches dem Volumgesetz entgegenwirkt, welches die Vollziehung jener raumsparenden chemischen Prozesse verhindert. Dieses Widerspiel des Volumgesetzes ist die Temperatur.

Steigerung der Temperatur kann in einem Gesteinskörper auf verschiedene Weise zustande kommen: vor allem durch größere Tiefe unter der Oberfläche, also Annäherung an die innere Erdwärme, ferner durch Eruptivkontakt, indem aus größerer Tiefe stammendes Magma bei der Intrusion einen Wärmevorrat in höhere Schichten der Erdrinde trägt. Diese Wärmequelle kann nicht unbegrenzt wirken, da ja die mitgebrachte Wärmemenge proportional der intrudierten Stoffmenge ist.

Es ist noch der Fall denkar, daß Wärme durch mechanische Arbeit oder durch chemische Prozesse erzeugt wird. Solche Vorgänge können nur lokal wirksam werden.

Sehen wir von diesen mehr lokalen Wärmequellen ab und ziehen zunächst nur das Erdinnere als allgemein wirksame Wärmequelle in Betracht, so werden wir zu der Vorstellung geführt, daß es innerhalb der Erdrinde zwei Tiefenstufen geben muß: eine tiefere, in welcher die Temperatur so hoch ist, daß die

---

[1] Vergl. J. J. Sederholm: Das Wesen und die Ursache der Metamorphose. Min. Petr. Mitt. Wien. XII. 134. — Derselbe: Über eine archäische Sedimentformation im sw. Finland. Bull. Comm. geol. de la Finlande Nr. 6 (1890). insbesondere S. 224 u. ff. — F. Becke: Vorl. Bericht über den geol. Bau und die krystall. Schiefer des Hohen Gesenkes (Altvatergebirge). Sitzber. Wiener Akad. CI. Abt. 1. März 1892.

Bildung hydroxylreicher Minerale ausgeschlossen ist, und eine obere, in welcher solche Minerale sich bilden können.

Unter besonderen Umständen werden die Temperaturverhältnisse der unteren Tiefenstufe durch Intrusion in höhere Regionen getragen werden oder es werden ähnliche Verhältnisse vielleicht durch dynamische oder chemische Vorgänge lokal erzeugt werden. Der erstere Fall liegt in den Kontakthöfen der Tiefengesteine vor. Der Nachweis der letzteren Fälle müßte noch erbracht werden.

Während in der oberen Tiefenstufe das Volumgesetz die Mineralbildungen beherrscht, kommt in der unteren Stufe eine größere Verwandtschaft zu den Mineralbildungen der Erstarrungsgesteine und der Kontaktbildungen in den innersten Kontakthöfen zur Geltung.

Es soll nun der Versuch gemacht werden, die Mineralbildungen anzugeben, welche für die untere und obere Tiefenstufe charakteristisch sind, geordnet nach den Elementen, die zur Bildung der betreffenden Minerale erforderlich sind.

Untere Tiefenstufe.

Al allein: Disthen, Sillimanit.
Fe mit Al: Almandin.
Mg allein: rhombische Pyroxene, bei Si-Mangel: Olivin.
Mg mit Al: Pyrop, Cordierit.
Mg mit Ca: Diopsid, Omphacit.
Ca mit Al: Anorthitsubstanz in Plagioklas.
Na mit Al: Albitsubstanz in Plagioklasen, bei Si-Mangel Na-Al-Silikat in Omphacit.
Na mit Fe: Ägirin, als Beimischung in Omphacit.
K mit Al: Kalifeldspat.
K mit Fe und Mg: Biotit.
Ti: Rutil.
Außerdem Hornblende, Staurolith.

Obere Tiefenstufe.

Al allein: Disthen.
Fe und Al: Chloritoid, Granat.
Mg allein: Antigorit.
Mg mit Al: Chlorit.
Mg mit Ca: Hornblende.
Ca mit Al: Zoisit, Epidot.
Na mit Al: Albit, bei Si-Mangel Glaukophan.
Na mit Fe: Na-Hornblenden.
K mit Al: Muscovit.
K mit Fe und Mg: Biotit.
Ti meist mit Ca und Si: Titanit.
Häufig auch Magnetit.

Faßt man die Angaben zusammen, so ergeben sich als charakteristische Leitminerale der beiden Tiefenstufen:

Für die untere Stufe: Pyroxen, Granat, Biotit, kalkreiche Plagioklase, Orthoklas, Sillimanit, Cordierit, Olivin;

für die obere Stufe: Zoisit-Epidotgruppe, Muscovit, Chlorit, Albit, Antigorit, Chloritoid.

Bei den Zonen gemeinsam sind: Hornblende, Quarz, Turmalin, Staurolith, Titanit, Rutil.

Es liegt in der Natur der Sache, daß die beiden Stufen nicht scharf geschieden sind und daß einerseits Minerale der unteren Stufe in die obere übergreifen, anderseits die für die obere Stufe charakteristischen Minerale bis zu verschiedenen Tiefen in die untere Stufe vordringen. Bei den wasserhaltigen Mineralen entspricht das der verschiedenen Temperatur, bei welcher der Hydroxylgehalt der Verbindung unter Bildung von Wasserdampf verloren geht.

So reichen offenbar die Minerale der Epidotgruppe tiefer herab als die Chlorite; Biotit, Granat höher hinauf als die Pyroxene.

Im großen und ganzen wird mit der höheren Temperatur der größeren Rindentiefe auch ein größerer Druck verknüpft sein. Es sind aber sehr gut Verhältnisse denkbar, die den parallelen Gang beider physikalischen Momente stören, und das wird weitere Modifikationen in den herrschenden Mineralkombinationen herbeiführen.

In den Gesteinen, die uns in der Folge beschäftigen werden, finden sich häufig Mineralkombinationen, welche charakteristische Glieder beider Stufen bis zu einem gewissen Grade vereinigen.

Die Gesteine des niederösterreichischen Waldviertels geben zumeist typische Beispiele der unteren Tiefenstufe.

Verfolgt man in Gedanken die Geschichte eines krystallinen Schiefers vom Momente seiner Ausprägung bis zu dem, wo wir eine Probe desselben an der derzeitigen Oberfläche sammeln können, so ergibt sich, daß das Gestein eine ganze Folge von Temperatur- und Druckzuständen durchlaufen muß. Wären die Silikate der Gesteine sehr empfindlich für solche Änderungen, so könnten wir gar kein Gestein der unteren Stufe jemals zu Gesicht bekommen; es müßte, während es durch geologische Veränderungen an die Erdoberfläche gebracht wird, die Folge von Gleichgewichtszuständen durchlaufen, die den verschiedenen Temperatur- und Druckstufen entsprechen. Die Silikate der Gesteine reagieren aber auf Veränderung von Druck und Temperatur nicht mit der Promptheit eines Manometers oder Thermometers. Vielmehr können augenscheinlich die einmal aufgeprägten Gleichgewichtszustände sich lange Zeit auch bei geänderten äußeren Umständen erhalten. Dennoch wird man häufig in Gesteinen, die ihre Ausprägung in einer tieferen Stufe erhalten haben, Mineralbildungen antreffen, die einer höheren Stufe entsprechen. Sie werden dann in der Regel als sekundäre Neubildungen auftreten.

Mit der Unterscheidung von primären und sekundären Gemengteilen kommt man aber bei den krystallinen Schiefern öfter in eine böse Situation, welche darauf hindeutet, daß diese Begriffe, um den Verhältnissen der krystallinen Schiefer sich anzupassen, eine feinere Ausgestaltung bedürfen.

Nehmen wir als Beispiel einen Granat-Amphibolit, wie er in Gebieten krystalliner Schiefer, oft mit Eklogit verbunden, nicht selten vorkommt. Durch Vergleich der verschiedenen Gesteinsvarietäten, durch das Studium der Übergänge kann man bisweilen mit großer Wahrscheinlichkeit zeigen, daß der Amphibol unter Aufzehrung des Pyroxens entstanden ist. Ist nun dieser Amphibol primär oder sekundär? Insoferne wir erweisen können, daß er aus Pyroxen enstand, müssen wir ihn als sekundär bezeichnen; insoferne er als wesentlicher Gemengteil des Amphibolits auftritt, der durch Verwitterung weiter verändert werden kann etwa zu Chlorit, würde man nicht umhin können, ihn als einen primären Bestandteil des Gesteins: Granat-Amphibolit anzuerkennen.

Man sieht, daß die einfache Unterscheidung primär—sekundär nicht ausreicht, um die Beziehungen des Gemengteils Amphibol zum Gestein auszudrücken.

Wir wollen nun solche Gemengteile, welche als wesentliche Gemengteile des Gesteins aufzufassen sind und welche miteinander in chemischem Gleichgewicht stehen, als typomorphe Gemengteile bezeichnen. Solche typomorphe Gemengteile können ganz gut während der Ausprägung des Gesteins aus früher vorhandenen Gemengteilen entstanden sein.

Gemengteile, die sich in Resten als Zeugen eines vorangegangenen Zustandes neben den typomorphen erhalten haben, bezeichnen wir als proterogen. Als proterogenen Pyroxen würden wir also in dem angezogenen Beispiel etwaige Pyroxenreste bezeichnen, welche auf ein früheres Eklogitstadium hinweisen.

Als hysterogen werden wir Gemengteile bezeichnen, welche als Neubildungen erkennbar sind und welche nicht imstande sind, den Typus des Gesteins gänzlich zu verwischen, so z. B. die Hornblende in einem Eklogit, wofern sich dartun läßt, daß sie auf Kosten von Omphacit oder Granat oder beiden als den typomorphen Gemengteilen des Eklogit sich entwickelt hat.

Struktur der krystallinen Schiefer.

Die Struktur der krystallinen Schiefer hat, insoferne sie holokrystallin ist, eine gewisse Ähnlichkeit mit der Struktur der körnigen Massengesteine. Gleichwohl ist sie von der Struktur der Erstarrungsgesteine wesentlich verschieden.

Bei diesen ist die krystallinische Struktur das Resultat eines in bestimmter zeitlicher Folge verlaufenden Krystallisationsprozesses, einer Krystallisation aus Schmelzfluß oder übersättigter Lösung. Die Krystallisation geht von statten in zeitlichem Ablauf und zwar bei stetig sinkender Temperatur, also unter äußeren Umständen, die sich fortwährend in einer Richtung ändern.

Die Folge ist ein ungleicher Idiomorphismus der Gemengteile. Je früher die Ausscheidung eines Gemengteiles beginnt, desto deutlicher wird er seine Krystallform zur Ausbildung bringen. An dem Grade des Idiomorphismus ist die zeitliche Aufeinanderfolge der Krystallisation abzulesen. Der zuletzt ausgeschiedene Gemengteil hat am wenigsten Eigenform. Anders bei den krystallinen Schiefern. Der gegenwärtige Zustand ist hier die Folge einer Reihe von Krystallisationsprozessen, welche an den Gemengteilen gleichzeitig und im starren Aggregatzustand vor sich gingen. Wohl niemals fehlen die Spuren eines gerichteten Druckes und die Krystallisationsvorgänge führen zu einer Anpassung an die mechanische Einwirkung.

Die eigentümliche krystalline Struktur der krystallinen Schiefer ist wohl schon längst als etwas eigentümliches erkannt worden. Sie soll hier als krystalloblastische[1] Struktur bezeichnet werden. Ihre Merkmale werden hier zunächst kurz angeführt und sodann im einzelnen besprochen.

Als Merkmale der typischen krystalloblastischen Struktur sind anzuführen:

1. Die wesentlichen Gemengteile des krystallinen Schiefers sind gleichwertig, keines ist vor dem anderen krystallisiert, wie die Einschlüsse beweisen, jeder Gemengteil findet sich gelegentlich als Einschluß in allen anderen vor.

2. Ausbildung von Krystallformen ist verhältnismäßig selten. Die vorhandenen Krystallformen sind stets sehr einfach und oft parallel der Spaltbarkeit. Häufig treten Individuen auf, welche nur eine Krystallfläche zeigen, die einer Spaltfläche parallel geht, oder nur eine Zone von solchen Krystallflächen, sonst aber der Krystallflächen entbehren.

3. Es fehlen durchwegs durch Voraneilen des Kanten- oder Eckenwachstums entstehende Skelettbildungen.

4. Nach der Ausbildung der Krystallform lassen sich die Gemengteile in eine Reihe mit abnehmende Krystallisationskraft bringen, so daß jedes in der Reihe voranstehende Mineral in Berührung mit einem nachfolgenden seine Krystallform zur Ausbildung bringt.

5. Parallelstruktur kommt zustande nicht allein durch Parallelstellung fertiger Krystalle mit ihren Längsdimensionen (wie bei der Fluidalsttuktur der Erstarrungsgesteine), auch nicht bloß durch mechanische Kataklase, sondern durch die Begünstigung des Wachsens der Gemengteile in der Richtung senkrecht zur stärkeren Pressung. Sie gewinnt den größten Teil ihrer Wirkung, wenn Minerale vorhanden sind, die ihrerseits begünstigte molekulare Wachstumsrichtungen haben.

6. Zonenstruktur fehlt den Gemengteilen oder ist, wenn vorhanden, von anderer Ausbildung und folgt anderen Regeln als bei den Erstarrungsgesteinen.

---

[1] βλαστειν = sprossen.

7. Die Einschlüsse der Krystalle folgen zumeist nicht der Zonenstruktur, sondern entsprechen entweder dem Aufbau aus Anwachspyramiden oder sie lassen eine ältere Gesteinstruktur erkennen.

8. Die krystalloblastische Struktur ist schließlich durch die möglichste Kompaktheit der mit ihr ausgestatteten Gesteine charakterisiert. Weder blasige noch zellige miarolitische Strukturformen sind mit ihr vereinbar.

Als wesentlich sehen wir bei der krystalloblastischen Struktur an, daß der vorhandene Zustand, die gegenseitige Lage, Abgrenzung und Formausbildung der Gemengteile durch einen am starren Gestein vollzogenen gleichzeitigen Krystallisationsprozeß zustande gekommen ist.

Die Formausbildung, die Abgrenzung der Gemengteile gegeneinander ist nach unserer Auffassung die Folge einer gegenseitigen Anpassung. Außer den eigenen formgebenden Kräften der krystallinen Individuen sind bei der Struktur der krystallinen Schiefer immer auch gerichtete mechanische Druckkräfte wirksam und die schließliche Struktur ist daher auch immer bedingt durch die Art, wie diese mechanischen Kräfte wirksam waren und wie sich die krystallinen Gemengteile diesen gerichteten Druckkräften angepaßt haben.

Die im Gestein wirksamen Druckkräfte.

Bezüglich der in einem Gestein wirksamen Druckkräfte ist zu unterscheiden der allseitige Druck, welcher auch bestehen bleibt, wenn wir uns das starre Gestein durch eine vollkommene Flüssigkeit ersetzt denken. Dieser Druck hängt wesentlich ab von der Tiefe unter der Erdoberfläche, in der sich das Gestein befindet. Zum mindesten ist dieser Druck gleichzusetzen dem Druck einer Wassersäule von der Höhe der überlagenden Gesteinsmassen. Für lang andauernde, eine allmähliche Verschiebung innerhalb des Gesteins selbst bewirkende Vorgänge muß man wohl den Druck der überlagernden Gesteinssäule selbst in Betracht ziehen. Bloß diesen allseitigen Druck wollen wir als Druck schlechtweg bezeichnen. Ferner ist zu berücksichtigen der einseitige Druck, Gebirgsdruck, der sich im großen in Faltung, Überschiebung u. s. w., überhaupt in tektonischen Vorgängen äußert und der natürlich schließlich auch in jeder einzelnen Gesteinslage, ja an jedem einzelnen Korn eines Gemengteiles wirksam sein muß. Diesen ungleichmäßigen Druck welcher Bewegungen innerhalb der Gesteinsmasse, Deformationen derselben, Strukturveränderungen hervorzurufen imstande ist, wollen wir Pressung nennen.[1]

Während der Druck wesentlich auf die Volumenergie der ihm unterliegenden Körper einwirkt, wird die Pressung zunächst formändernd wirken, zunächst elastische Deformationen herbeiführen und die Körper werden ihr Formenergie entgegensetzen. Theoretisch findet sich Formenergie nur bei festen Körpern, daher kann auch Pressung nicht auf flüssiges Magma einwirken. Dieser Satz findet jedoch eine Einschränkung darin, daß in viskosen Flüssigkeiten allerdings auch ungleicher Druck, Pressung, sich entwickeln kann.

Um die Anpassung der Gemengteile aneinander und an die Pressung zu verstehen, müssen wir nnehmen, daß die Form der Gemengteile Veränderungen zugänglich sei. Diese Veränderungen können herbeigeführt werden:

1. durch elastische Deformationen. Sie würden beim Aufhören der deformierenden Kraft wieder verschwinden. Diese Veränderungen können keinen bedeutenden Betrag erreichen, obzwar man Spuren davon in Steinbrüchen bemerkt;

2. durch Translation und Gleitung innerhalb der krystallinen Gemengteile. Diese Art der Veränderung ist gewiß in einem nicht unbeträchtlichen Maß wirksam; namentlich beim Calcit, bei Feld-

[1] Im Englischen wäre Druck durch Pressure, Pressung durch Stress zu übersetzen. Diese Übersetzung teilweise übers Kreuz ist zwar unbequem, sie scheint aber nicht umgangen werden zu können, da der deutsche Ausdruck Druck für den Volumenergie weckenden Zustand wohl kaum mehr auszumerzen ist und jedenfalls im Deutschen noch viel mehr Verwirrung entstehen würde, wollte man ihn durch Pressung ersetzen und Druck in der Bedeutung des englischen Stress einführen, wofür bis jetzt ein passendes deutsches Wort fehlt. Wollte jemand statt Pressung Stress im Deutschen gebrauchen, so wäre dagegen nicht viel einzuwenden.

spaten, bei Pyroxen, bei Glimmern kann man direkte Spuren einer Anpassung durch solche molekulare Verschiebung innerhalb der krystallinen Individuen wahrnehmen;

3. durch Kataklase. Die Pressung bewirkt, indem sie die Fertigkeitsgrenze der Gemengteile überschreitet, bleibende Verbiegungen, Gestaltveränderungen und schließlich ein Zerbrechen; die Bruchstücke verschieben sich und auf diese Art entwickelt sich eine neue Gleichgewichtslage — Kataklasstruktur. Die Erscheinungen der Kataklase sind so charakteristisch und so leicht im mikroskopischen Präparat zu erkennen, daß ihr Vorhandensein und ihr Ausmaß leicht festzustellen ist. Ihre weite Verbreitung ist durch zahlreiche Arbeiten nachgewiesen worden und ohne Zweifel sind viele Schieferstrukturen ihrem Wesen nach kataklastisch.

Es gibt aber Schieferstrukturen und zwar sehr verbreitet, die sich durch Kataklase oder durch andere rein mechanische Vorgänge nicht erklären lassen. Ihrer Besprechung und Deutung wollen wir uns nun zuwenden.

Bruchlose Umformung, Krystallisations-Schieferung — das Riecke'sche Prinzip.

Von Heim[1] wurde die Vorstellung einer bruchlosen Umformung eingeführt. Unterliegt ein Gestein einer vertikalen Belastung, welche die Bruchfestigkeit des Gesteins und seiner Bestandteile überschreitet so wandelt sich diese in einen allseitig fortgepflanzten hydrostatischen Druck und die Gesteine und ihre Gemengteile geraten in einen Zustand latenter Plastizität. Sie sind nun imstande, einem hinzutretenden gerichteten Druck, einer Pressung, durch plastische Umformung nachzugeben ohne Kataklase. Von hier aus ist die Vorstellung ausgegangen und ziemlich allgemein angenommen worden, daß in der Erdrinde zwei Regionen zu unterscheiden sind: eine obere Region der Umformung mit Bruch und eine tiefere Region der bruchlosen Umformung, in der sich die Gesteine wie plastische Körper verhalten und mechanischen Einwirkungen durch Fließen (flowage) nachgeben.

Wir akzeptieren zunächst die Vorstellung der bruchlosen Umformung, da sie offenbar tatsächlichen Beobachtungen entspricht, die sich jedem aufdrängen, der unbefangen in Gebieten krystalliner Schiefer beobachtet.

Wir glauben aber, daß die Umformung nicht so sehr durch eine mechanische Plastizität (Überwindung der Kohäsion, der inneren Reibung) der Gemengteile bewirkt wird als durch chemische Vorgänge (Auflösung und Krystallisation). Diese Vorstellung ist nicht neu, sie wird aber dem Verständnis näher gebracht durch eine interessante Abhandlung von Riecke.

Nach Riecke[2] wird durch mechanischen Druck oder Zug, überhaupt durch Deformation der Schmelzpunkt eines Körpers herabgesetzt und zwar ist diese Depression des Schmelzpunktes unabhängig davon ob die betreffende Substanz ihr Volumen beim Schmelzen vergrößert oder verkleinert.

Die von Riecke abgeleitete Formel lautet:

$$\vartheta = \frac{1}{2} \frac{W_0 T_0}{A Q E} \Xi^2.$$

---

[1] A. Heim: Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878.

[2] Eduard Riecke: Über das Gleichgewicht zwischen einem festen, homogen deformierten Körper und einer flüssigen Phase insbesondere über die Depression des Schmelzpunktes durch einseitige Spannung. Nachrichten von der kön. Ges. der Wissensch. zu Göttingen, math.-physikal. Klasse 1894, *4*, 278—284. Zu ähnlichen Ergebnissen wie Riecke gelangt auch W. Gibbs. — Vergl. Ostwald: Lehrbuch der allgem. Chemie, 2. Bd., 2. Teil, S. 140, 141. — Vergl. auch H. W. Baakhuis Roozeboom: Die heterogenen Gleichgewichte vom Standpunkte der Phasenlehre I. Braunschweig 1901, insbesondere S. 215 ff.

Seit dem Erscheinen der Abhandlung von Riecke habe ich sowohl im Gespräch mit Fachgenossen als auch in Vorlesungen die Bedeutung des Riecke'schen Prinzips für die Deutung der Parallelstruktur der krystallinen Schiefer hervorgehoben. Es ist auch von einem meiner Schüler bei der Diskussion der Erscheinungen der Schieferung benützt worden. (Vergl. H. Graber: Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Südkärnten. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. *47* [1897], 225.) Gleichwohl scheint die Bedeutung der von Riecke aufgedeckten theoretischen Gesichtspunkte bisher nicht allgemein anerkannt worden zu sein.

Hier ist: W_0 das spezifische Volum des festen Körpers, T_0 die Temperatur, A das mechanische Wärmeäquivalent, Q die Schmelzwärme der Masseneinheit, E der Elastizitätskoeffizient, Ξ der Zug (oder Druck), ϑ die Erniedrigung des Schmelzpunktes. Für Eis ist nach Riecke

$$\vartheta = 0{\cdot}036\ \Xi^2,$$

wo Ξ in Kilogrammgewichten pro Quadratmillimeter anzugeben ist. Einem Zug gleich der Zugfestigkeit des Eises (0·7 *kg* pro mm^2) würde eine Erniedrigung des Gefrierpunktes um 0·017° C entsprechen.

Riecke fährt dann fort:

»Allgemein gibt die Formel noch zu der folgenden Bemerkung Veranlassung. In einer gesättigten Lösung befinden sich zwei Prismen, die aus der gelösten Substanz hergestellt sind. Wird das eine einem longitudinalen Zuge oder Drucke unterworfen, so wird sein Schmelzpunkt erniedrigt. Bei konstanter Temperatur tritt Schmelzung ein und die Konzentration der Lösung wird vermehrt; das zweite Prisma aber ist mit dieser im Gleichgewicht nur bei der ursprünglichen Konzentration. Die Wiederherstellung des Gleichgewichtes kann nur durch Auskrystallisieren der gelösten Substanzmenge erfolgen. Wenn diese auf dem zweiten Prisma sich niederschlägt, so wächst seine Masse auf Kosten des deformierten. Es knüpft sich hieran die Frage, ob bei natürlichen Krystallen Wachstumserscheinungen vorkommen, die auf diesem Wege sich bilden könnten.«

Die theoretische Studie Riecke's behandelt nur den Fall homogener Deformation. Es kann aber keinem Zweifel unterliegen, daß die Grunderscheinung auch bei inhomogener Deformation bestehen bleibt, also etwa bei den krystallinen Körnern eines Gesteins, zwischen denen eine gesättigte Lösung der Gesteinsgemengteile auf den kapillaren Klüften zirkuliert und das einer einseitigen Pressung unterworfen ist. In einem solchen Aggregat wird sich die Pressung auf der Oberfläche der einzelnen Bestandteile verteilen und man wird Stellen stärkerer und scwächerer Pressung an den Berührungsstellen der einzelnen Körner oder Krystalle unterscheiden. Oberfiächenelemente, welche senkrecht zur Pressung liegen, werden am meisten gepreßt und deformiert sein; Oberflächenelemente, welche in die Richtung der Pressung fallen, werden relativ frei von Pressung und Deformation sein. Man kann sich nun jedes Korn in so kleine Prismen zerlegt denken, daß innerhalb derselben die Deformation als homogen angesehen werden kann und die Riecke'sche Formel anwendbar ist. Es ergibt sich als Resultat, daß die am stärksten gepreßten Stellen der Körner gelöst werden, während die am schwächsten gepreßten in der zwischen den Körnern zirkulierenden Lösung weiterwachsen. Hiedurch werden die Körner offenbar in der Richtung der stärksten Pressung durch Auflösung verkürzt, in der Richtung des leichtesten Ausweichens durch Wachstum ausgedehnt.

Wir glauben, daß dieser Lösungs- und Krystallisationsvorgang mindestens ebensoviel zur Parallelstruktur der krystallinen Schiefer beiträgt wie die mechanische Einstellung bereits vorhandener tafeliger Individuen in die Ebene senkrecht zum Druck und wie die Erscheinungen der Kataklase, die immer auch von solchen Lösungs- und Krystallisationsvorgängen begleitet sein werden.

Die Anwendung des Prinzips von Riecke setzt voraus, daß entweder das Gestein eine so hohe Temperatur besitze, daß die Erniedrigung des Schmelzpunktes durch Pressung tatsächlich ein Abschmelzen an den Druckstellen bewirkt oder daß das Gestein von einem Lösungsmittel durchzogen sei, welches auf den kapillaren Räumen zwischen den Gemengteilen zirkuliert, wohl auch diese selbst auf Klüften durchdringt, vielleicht sogar spurenweise intermolekular in ihnen vorhanden ist und sich als eine gesättigte Lösung der sämtlichen Gesteinsgemengteile für die herrschenden Temperatur- und Druckverhältnisse darstellt. Diese Vorstellung dürfte umso weniger eine Schwierigkeit haben, als kleine Mengen von Wasser in dem Ausgangsmaterial für die Bildung krystalliner Schiefer stets vorhanden sein müssen. Handelt es sich um ein ursprüngliches Intrusivgestein und schließt sich die Phase der Krystallisationsmetamorphose unmittelbar an die magmatische Erstarrungsphase an, so sind ganz gewiß Reste des »juvenilen« Wassers und anderer Mineralisatoren von der Intrusion her vorhanden. Handelt es sich um ein ursprüngliches Sediment, so sind hinreichende Mengen gebundenen Wassers in den seinerzeit abgelagerten Sediment-

massen vorhanden. Schiefertone, Mergel u. s. w. enthalten ja immer mehrere Prozente gebundenen Wassers, welches bei Erhöhung der Temperatur unter Druck durch Dissoziation ausgetrieben, als imprägnierendes Lösungsmittel fungieren kann. Bekannt ist ferner, daß frisch gebrochene Gesteine aus irgend einem Teil der uns zugänglichen Erdrinde stets einen geringen Wassergehalt zeigen, welcher, wenn er selbst nur einige Zehntel Prozent beträgt, hinreicht, um auf den Grenzen der Körner zirkulierend die Umsetzungen zu vermitteln.

Den Vorgang der Herausbildung einer Parallelstruktur durch Auflösung und Krystallisation an der Oberfläche der Gemengteile unter dem Einfluß einer äußeren Pressung und einer zwischen ihnen vorhandenen gesättigten Lösung bezeichnen wir als Krystallisationsschieferung. Ihre volle Wirkung wird dort eintreten, wo Gemengteile vorhanden sind, welche durch ihre Molekularstruktur begünstigte Wachstumsrichtungen haben, d. h. die Neigung, tafelige, schuppige oder stengelige, nadelige Formen zu liefern.

Wirken die molekularen Wachstumsrichtungen und die durch Pressung begünstigten Richtungen zusammen, so wird die Wirkung potenziert. In der Tat scheint das Vorhandensein solcher Minerale mit ausgezeichneten molekularen Wachstumsrichtungen wie Glimmer, Chlorit, Talk, Hornblende u. s. w. eine der Bedingungen zu ausgeprägter Schieferung zu sein.

Fällt mit der bevorzugten Flächen- oder Längsausdehnung der Krystalle noch eine molekulare Spaltbarkeit zusammen, so überträgt sich diese dann auch auf das Gestein. Gesteine, die arm an solchen schieferholden Gemengteilen sind, wie z. B. Kalksteine, Quarzite erreichen auch niemals das Maß von Schieferung und Spaltbarkeit wie die mit ihnen wechsellagernden und den gleichen Druckkräften ausgesetzten Glimmerschiefer, Phyllite, Grünschiefer u. s. w.

Daß so durch das Wachsen und nicht durch die Parallelordnung fertiger Schuppen oder Nadeln die Schieferstruktur der krystallinen Schiefer zustande kommt, wird anschaulich dadurch dargetan, daß man in jedem schiefrigen Gestein dieser Art neben den zahlreichen, ungefähr parallel der Strukturfläche gestellten und nach ihr ausgedehnten Individuen auch solche antrifft, welche eine andere Stellung einnehmen, diese lassen aber alsdann die Ausdehnung nach der ihnen eigentümlichen Wachstumsrichtung vermissen.

So findet man nicht selten in Glimmerschiefern und Gneisen quergestellte Glimmertafeln, die dann ausnahmslos durch ihre kurze gedrungene Form von den gewöhnlichen dünntafeligen Glimmerschuppen abweichen. Ähnliches beobachtet man an den Hornblenden, welche bei Querstellung kurzsäulige Formen annehmen, in der Schieferungsebene zu langen Strahlen auswachsen.

Umgekehrt beobachtet man bei tesseralen Krystallen (Granat, Magnetit, Pyrit) öfter eine Verzerrung in der Schieferungsebene. So erweist sich die ausgebildete Krystallform als ein Kompromiß zwischen Molekularstruktur und Gesteinsstruktur.

Der Vergleich mit der Parallelstruktur gewisser Eruptivgesteine ist hier naheliegend. Viele Phonolithe, Trachyte, auch Syenite u. s. w. zeigen eine leichte Spaltbarkeit nach einer Ebene, welche durch die parallele Anordnung der tafeligen Feldspatkrystalle bedingt ist. Diese Struktur kommt dadurch zustande, daß fertige Krystalle, die im flüssigen Magma schwimmen, durch Differentialbewegung parallel gerichtet werden. Die parallel gestellten Krystalle sind älter als die Zwischenmasse.

Bei der Krystallisationsschieferung handelt es sich aber wesentlich um bevorzugte Wachstumsrichtungen. Nicht die fertigen Glimmerschüppchen werden in die Schieferungsebene eingestellt, sondern jene Glimmerindividuen, deren Endfläche in die durch Pressung begünstigte Ebene fällt, entwickeln sich vorwaltend. Die Krystallisation der schieferholden Glimmerschuppen und der von der Pressung minder beeinflußten anderen Minerale ist gleichzeitig.

Weiter ist naheliegend ein Vergleich mit der Protoklasstruktur Brögger's, welche wohl auch schon öfter zur Bezeichnung der Parallelstruktur von Granitgneisen und ähnlichen Gesteinen angewendet worden ist, denen wir Krystallisationsschieferung zuschreiben. Brögger bezeichnet mit diesem Ausdruck Strukturformen, welche während des Aufpressens des Magmas dadurch zustande kommen, daß die

dunklen Mineralien sich parallel den Begrenzungsflächen des Gesteinskörpers in Streifen ordnen und bereits ausgeschiedene größere Krystalle zerbrochen, zerrieben und zu augenförmigen Körnern gestaltet wurden.[1] Als unterscheidend sehen wir an, daß hier das mechanische Moment des Zerbrechens, Zerreibens in den Vordergrund tritt,[2] und daß die Mineralgesellschaft den Charakter des Erstarrungsgesteins unverändert darbietet.

Wenn aber auch die extremen Fälle in der Natur scharf geschieden werden können, so gibt es doch gewiß auch Übergänge zwischen der durch Krystallisationsschieferung entstandenen krystalloblastischen Struktur und gewissen Erstarrungsmodifikationen der Erstarrungsgesteine. Übergänge gehören zum Wesen der geologischen Erscheinungsformen in der Erdrinde. Wo hier die Grenze zu ziehen ist, wird wohl häufig dem subjektiven Ermessen unterworfen bleiben. Einen Fingerzeig dürfte aber der Mineralbestand abgeben. Solange er dem typischen Erstarrungsgestein entspricht, wird man Fluidalstruktur, wenn er davon abweicht, Krystallisationsschieferung annehmen. Es scheint, daß die sonderbare Parallelstruktur, welche Ramsay[3] von den Gesteinen des Lujavr-Urt beschreibt, zu diesen Übergängen gehört.

Eine weitere Konsequenz des Riecke'schen Prinzips ist, daß in gepreßten Gesteinen die Tendenz bestehen muß, Lücken zwischen den Gemengteilen auszufüllen.[4] Denken wir uns ein Gestein aufgebaut aus Teilen, welche sich nur stellenweise berühren; nehmen wir als theoretisch einfachen Fall ein Aggregat von Kugeln, welche die möglich engste Lagerung angenommmen haben. Schon ein allseitiger Druck wird an den Berührungsstellen Deformation, also Auflösung, an den Lücken hingegen Wachstum, Ausfüllung bewirken. Diese Tendenz, vorhandene oder selbst nur in Entstehung begriffene Hohlräume durch neu gebildete Minerale auszufüllen, ist eine bei krystallinen Schiefern allbekannte Tatsache und findet in der Entwicklung der Streckungshöfe oder toten Räume eine anschauliche Verwirklichung. Ebenso in der Ausfüllung der Zwischenräume zwischen den sich aufblätternden Lagen an den Umbiegungsstellen von Gewölben und in der Ausfüllung der Zerklüfte in gestreckten Gesteinen. Das Prinzip von Riecke gibt also eine gute Erklärung für die Kompaktheit der krystallinen Schiefer, durch welche diese Klasse abermals in auffallendem Gegensatz geräth zu den körnigen Massengesteinen mit ihrer Neigung zur miarolitischen Struktur.

Pressung allein kann gewiss keine Krystallisationsschieferung hervorbringen. Wenn also Weinschenk und andere Kritiker der Dynamometamorphose gegen eine solche Auffassung der Wirksamkeit des »Druckes« Front machen, so ist das berechtigt; aber ich glaube, es ist ein Kampf gegen Windmühlen. Ich weiß nicht, ob es einen Anhänger der Dynamometamorphose gibt, der eine solche Ansicht verteidigt. Wohl aber ist Pressung ein Hauptfaktor der Metamorphose, nicht nur weil durch Pressung die Gemengteile zermalmt werden und die Berührungsfläche zwischen festen Teilen und Lösungen vermehrt und vergrößert wird, sondern weil die Pressung nach dem Riecke'schen Prinzip im starren Gestein nebeneinander Stellen von Lösung und von Krystallisation erzeugt und so chemische und Krystallisationsprozesse in Gang bringt, die unter den vorhandenen Druck- und Temperaturverhältnissen ohne Pressung nur mit unendlicher Langsamkeit von statten gegangen wären. In diesem Sinne fassen wir auch den Satz von Rosenbusch auf, daß sich mechanische Arbeit in chemische umsetze, und sehen in dem Riecke'schen Prinzip das Bindeglied, welches mechanische und chemische Arbeit in Wechselwirkung bringt.

Beziehungen zwischen Krystallisationsschieferung und Kataklase.

Es wäre gewiß Übertreibung eines an sich richtigen Gedankens, wenn man in dem Riecke'schen Prinzip die einzige und alleinige Quelle der Parallelstruktur krystalliner Schiefer erblicken wollte.

---

[1] Zeitschrift für Kryst. XVI, 105.

[2] Brögger setzt die Protoklase direkt in Parallele mit der Kataklase.

[3] W. Ramsay: Der Nephelinsyenit auf der Halbinsel Kola. Fennia Nr. 15, 2 (1899).

[4] Vergl. hier auch die Darstellung der bezüglichen Verhältnisse in dem Buche von H. W. Bakhuis Roozeboom: Die heterogenen Gleichgewichte vom Standpunkte der Phasenlehre I. Braunschweig 1901. S. 215ff.

Sicher spielten je nach der Beschaffenheit des Ausgangsmateriales, welches zum krystallinischen Schiefer verarbeitet wird, auch noch andere Umstände mit: die rein mechanische Einstellung flächenhafter oder länglich gestalteter Krystalle senkrecht zur Druckrichtung; ferner namentlich bei ursprünglich sedimentären Gesteinen die Anordnung der winzigen klastischen Glimmerschüppchen parallel der Sedimentierungsebene, welche sich dann auf die Schieferungsebene überträgt, wenn diese mit der Schichtung übereinstimmt. Die Mitwirkung von Gleitung und Translation innerhalb der Individuen ist gleichfalls im Auge zu behalten. Auch Kataklase kann zur Parallelstruktur beitragen, wenn größere Gemengteile unter Einwirkung der Pressung zerbrechen und die Bruchstücke durch Verschiebung und Gleitung sich in einer Fläche senkrecht zur Druckrichtung ausbreiten. Alle diese Erscheinungen können mit und neben der Krystallisationsschieferung am Werke sein.

Ob insbesondere Kataklase, also die Erscheinungen mechanischer Verbiegung, Zerbrechung, Zerdrückung und die damit in Zusammenhang stehenden optischen Störungen: undulöse Auslöschung, Zerfall in optisch verschiedene Felder, an einem Gestein zur Ausbildung kommen, hängt ab von dem Verhältnis zwischen der Pressung und dem Maß der Fähigkeit zum Umkrystallisieren, welches durch die Umstände gegeben ist.

Bei höherer Temperatur, hohem Druck und hiedurch gesteigerter Lösungsfähigkeit des Imbibitionswassers werden Pressungen leichter durch Umkrystallisieren ausgeglichen werden als bei niederer Temperatur und bei Drucken, die denen der Erdoberfläche näher stehen.

Es werden also solche kataklastische Erscheinungen eine Tendenz haben, in den oberen Teilen der Erdrinde sich geltend zu machen, und sie werden häufig mit der Bildung jener hydroxylhaltigen Gemengteile einhergehen, welche für diese oberen Tiefenstufen der krystallinen Schiefer charakteristisch sind.

Diese Kombination von starker Kataklase und der Bildung hydroxylhaltiger Gemengteile war es, welche ich bei gewissen Gesteinen des Altvatergebirges antraf und durch die Bezeichnung anogen-dynamometamorph treffen wollte.[1]

Der entgegengesetzte Fall: völliger Ausgleich der Pressung durch Umkrystallisieren, Bildung jener Minerale, welche für die tiefere Bildungszone der krystallinen Schiefer charakteristisch sind, welche also auch mehr Ähnlichkeit haben mit den Mineralassoziationen der Erstarrungsgesteine, sollten durch katogen-dynamometamorph bezeichnet werden.

Es ist aber ersichtlich, daß die allerverschiedensten Kombinationen dieser Momente eintreten können, und es ist kaum Aussicht vorhanden, daß jede dieser denkbaren Kombinationen über größere Gebietsstrecken einen einheitlichen Charakter beibehalten wird.

Immerhin kann hier erwähnt werden, daß in den augenscheinlich einer bedeutenden Tiefenstufe angehörigen krystallinischen Schiefern des niederösterreichischen Waldviertels die Kataklase eine geringe Rolle spielt und Krystallisationsschieferung überwiegt.

In großen Teilen des sächsischen Granulitgebirges (z. B. Gegend von Roßwein und Penig) muß man aus der geringen Verbreitung des Muscovits, der Epidotminerale, des Chlorites, aus dem Auftreten basischer Plagioklase auf eine bedeutende Tiefenstufe schließen, obzwar nach den Untersuchungen Lehmann's Kataklase stark hervortritt (Flasergabbro, Augengranulite).

Bei gewissen krystallinischen Gesteinen der Schieferhülle der Zentralgneise der hohen Tauern muß man aus dem massenhaften Auftreten hydroxylreicher Minerale auf eine relativ geringere Rindentiefe schließen, gleichwohl fehlt in den Grünschiefern und Kalkglimmerschiefern, ebenso in ausgedehnten Gebieten von krystallisationsschiefrigen Tonalit- und Granitgneisen Kataklase häufig völlig trotz augenscheinlich höchst intensiver mechanischer Beanspruchung. Beispiele intensiver Kataklase in verhältnismäßig geringer Rindentiefe sind offenbar vorhanden im Montblancgebiet, in vielen Teilen der nördlichen Reihe der Zentral-

[1] F. Becke: Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die krystallinischen Schiefer des Hohen Gesenkes (Altvatergebirge). Sitz.-Ber. Wiener Akad. CI, Abt. I, März 1892.

massen der Schweiz, in uns näherliegenden Gebieten längs des Nordrandes der Venediger und Duxer Zentralgneismasse. Als ausgezeichnetes Beispiel typisch anogener Dynamometamorphose kann auch die schiefrige Entwicklung des Lausitzer Granits längs der Lausitzer Hauptverwerfung aufgeführt werden, welche jüngst von Reinisch[1] eine eingehende Schilderung erfahren hat.

Ausbildung von Krystallformen.

Wenn die in den vorangehenden Seiten dargelegten Vorstellungen über die Vorgänge bei der Bildung eines krystallinischen Schiefers zutreffen, so ergibt sich als notwendige Folge, daß die Ausbildung von Krystallformen, soweit eine solche bei den Gemengteilen der krystallinen Schiefer vorhanden ist, nicht in derselben Weise beurteilt werden kann und darf wie bei den Erstarrungsgesteinen. Die Gemengteile eines krystallinen Schiefers sind, während er die uns jetzt vorliegende Struktur annimmt, in starrem Zustande vorhanden, sie berühren sich gegenseitig innig und nur auf den kapillaren Klüften zwischen ihnen mag eine Spur einer Flüssigkeit zirkulieren, welche eine gesättigte Lösung der sämtlichen Gemengteile des Gesteins darstellt, welche vielleicht intermolekular spurenweise auch das Innere der Individuen durchdringt und die fortwährenden, durch die wechselnden äußeren Pressungen bedingten Umsätze vermittelt, hier löst, dort wachsen läßt und das Gestein befähigt, durch diesen inneren Krystallisationsprozeß den äußeren Kräften zu folgen.

Wenn unter solchen Umständen Krystallformen an einem Mineral auftreten, so kann das nicht Folge eines zeitlichen Bildungsunterschiedes sein, sondern die Krystallformen können nur gewonnen und behauptet werden in steter Berührung mit den Nachbarn im Kampf um den Raum.

Es ist auch die Ausbildung von Krystallformen bei krystallinen Schiefern viel beschränkter als bei Erstarrungsgesteinen. Zumeist sind die Kanten gerundet, die auftretenden Formen sehr einfach, wenig abgeleitete Flächen vorhanden.

Besonders hervorzuheben ist die Häufigkeit von solchen Krystallflächen, die einer Richtung vollkommener Spaltbarkeit parallel gehen; wenn die Spaltform keine geschlossene Form darstellt, findet sich sehr häufig nur eine partielle Entwicklung der Krystallform, indem nur die Spaltfläche als Krystallfläche auftritt oder einige mit den Spaltflächen tautozonale Flächen, welche eine offene Kombination liefern.

So zeigen Glimmer, Chlorite, Sprödglimmer, Talk meist nur die Endfläche; die Ränder der Tafeln sind unbestimmt begrenzt. Hornblenden zeigen das Spaltungsprisma, allenfalls untergeordnet Quer- und Längsfläche, Disthen Quer- nnd Längsfläche, untergeordnet das Prisma, Andalusit das Spaltprisma; die Enden zerfasern oder sind regellos begrenzt. Granat entwickelt in der Regel das Rhombendodekaeder, die rhomboedrischen Carbonate das Grundrhomboeder, Magneteisen das Oktaeder, Pyrit den Würfel.

Nie finden sich in einem krystallinen Schiefer Skelette mit voraneilendem Kanten- oder Eckenwachstum. Dagegen sind unterbrochene, löcherige Krystallflächen, Eindrücke durch andere Krystalle derselben oder verschiedener Art sehr gewöhnlich.

Nach der den Gemengteilen innewohnenden Krystallisationskraft lassen sie sich in eine Reihe ordnen, so zwar daß jedes in der Reihe vorangehende Mineral in Berührung mit einem nachfolgenden seine Krystallform zur Geltung bringt.

Die Gemengteile krystallinischer Schiefer nach abnehmender Krystallisationskraft.

Titanit, Rutil, Magneteisen, Eisenglanz, Titaneisen, Granat, Turmalin, Staurolith, Disthen.
Epidot, Zoisit.
Pyroxen, Hornblenden.

---

[1] R. Reinisch: Druckprodukte aus Lausitzer Biotitgranit und seinen Diabasgängen. Habilitationsschrift. Leipzig 1902.

Breunnerit, Dolomit, Albit.
Glimmer, Chlorit.
Calcit.
Quarz, Plagioklas.
Orthoklas, Mikroklin.

Ausnahmen von dieser Reihenfolge werden gewiß vorkommen und sind auf äußere Momente zu schieben, welche die Krystallisationskraft ändern. So scheint es, daß kleine Individuen mehr Aussicht haben, ihre Krystallform zur Ausbildung zu bringen als große.

Was hier Krystallisationskraft genannt wird, dafür wird man wahrscheinlich bei näherem und tieferem Studium noch einen exakteren Ausdruck finden.

Die Vorstellungen von Curie[1] über die Ursache der Ausbildung der Krystallflächen würden sich wohl hier anwenden lassen. Den Krystallen wird eine bestimmte Oberflächenenergie zugeschrieben, welche durch die Kapillaritätskonstante gemessen wird. Der Krystall strebt jenem Zustand zu, bei welchem die Oberflächenenergie ein Minimum ist. Liegen nun Aggregate von krystallinen Individuen vor und sind dieselben in einem Zustand, der eine gewisse Beweglichkeit zuläßt, so wird jene Krystallart ihre Krystallform zum Vorschein bringen, welche die kleinere Oberflächenenergie besitzt. Die Oberflächenenergie ist auf Krystallflächen kleiner als auf anderen Oberflächenteilen. Sei $A < A'$ die Energie einer Krystallfläche und eines gleich großen anderen Oberflächenteils für den einen Körper, $B < B'$ dieselben Größen für einen anderen, so wird es auf das Verhältnis der Summen $A'+B$ und $A+B'$ ankommen, welcher der beiden Körper an der Trennungsfläche seine Krystallfläche entwickelt. Sind A und A' weniger verschieden als B und B' so wird $A'+B$ den kleineren Wert geben und B seine Krystallfläche entwickeln. Da die Werte A und B verschieden sind für verschiedene Krystallflächen, so ist auch leicht zu verstehen, daß sich nur bestimmte Krystallflächen entwickeln und, wenn wir weiter beobachten, daß in der Regel Spaltflächen als Krystallflächen auftreten, so ist das verständlich, da den Spaltflächen vermutlich ein Minimum der Oberflächenenergie zukommt.

Bemerkenswert ist immerhin, daß die oben auf Grund zahlreicher Einzelerfahrungen aufgestellte Reihe im großen und ganzen eine Reihe nach abnehmendem spezifischen Gewicht darstellt. Da anderseits bei partieller Entwicklung der Krystallform stets die Spaltflächen bevorzugt werden, liegt es nahe anzunehmen, daß das eigentliche primum movens die dichte Scharung der Molekel ist und daß jene Minerale Krystallformen annehmen, welche die dichtest gescharten Molekel besitzen, und daß unter den verschiedenen Krystallflächen desselben Minerales jene am leichtesten entstehen, in denen die Anordnung der Molekel am dichtesten ist.

Jene Minerale, welche im krystallinen Schiefer mit Krystallform auftreten, sollen idioblastisch heißen, jene, welche ohne Eigenform die Lücken der Idioblasten ausfüllen, mögen xenoblastisch genannt werden.

Rein formell bezeichnet idiomorph dasselbe wie idioblastisch. Es ist aber unsere Ansicht, daß die Bezeichnungen für Strukturverhältnisse erst dann wissenschaftlichen Wert erlangen, wenn sie gleichzeitig eine genetische Bedeutung haben. Für die Erstarrungsgesteine ist das allgemein anerkannt.[2] Mit den Ausdrücken idiomorph, allotriomorph, hypidiomorph u. s. w. ist nach unserer Ansicht unlösbar verbunden der Begriff sukzessiver Erstarrung aus dem magmatischen Zustand. Ein Erstarrungsgestein kann nur richtig beschrieben und bezeichnet werden, wenn wir es so genetisch auffassen. Da die Genese und die Krystallisationsverhältnisse eines krystallinen Schiefers, total andere, die mit den formalen Verhältnissen verknüpften genetischen Vorstellungen gänzlich verschieden sind, erscheint es uns zweckmäßig, für die formalen Verhältnisse der krystallinen Schiefer eigene, ihnen angepaßte Bezeichnungen vorzuschlagen,

[1] Bull. soc. franc. de Min. 1885. — S. a. Ostwald: Lehrb. d. allg. Chemie I. 939.

[2] Vergl. Zirkel: Petrographie I, 453. Auf gewissen Gebieten, z. B. dem der Erstarrungsgesteine, kann die Struktur geradezu als ein Ausdruck der Bildungsvorgänge gelten.

welche immerhin durch die Ähnlichkeit der Bildung die Analogien der Form- und Strukturverhältnisse in den beiden großen Abteilungen der krystallinen Gesteine zum Ausdruck bringen sollen, wo solche Ähnlichkeiten vorhanden sind.

An Stelle entwickelter Krystallformen trifft man häufig beim Zusammenstoßen von zweierlei Gemengteilen, daß der eine zumeist konvexe, der andere konkave Oberflächen entwickelt. Beim Zusammenvorkommen von Kalifeldspat einerseits mit Quarz und Plagioklas anderseits ist dieses Verhältnis oft in aller Klarheit ausgesprochen. Außer Kalifeldspat hat auch der Calcit die Neigung, in solchen oft wunderlich bizarren Xenoblasten aufzutreten, deren Oberfläche ganz aus konkaven Oberflächenteilen zusammengesetzt ist. Auch dieses Verhältnis kann wohl mit Unterschieden der Oberflächenspannung in Zusammenhang gebracht werden. Ist die Oberflächenenergie des einen Minerales auf einer konkaven Oberfläche $\breve{A}$ größer als auf einer konvexen $\hat{A}$ und sind $\breve{B}$, $\hat{B}$ die entsprechenden Größen eines zweiten Minerales, so würde wieder, wenn diese Unterschiede für A kleiner als für B angenommen werden, die Kombination $\breve{A} + \hat{B}$ dem Minimum der Oberflächenenergie entsprechen, dem das Gestein zustrebt.

Korngröße.

Aus der vorausgehenden Auseinandersetzung über die Ausbildung der Krystallformen in krystallinischen Schiefern ergibt sich schon die Vorstellung, daß die Entwicklung der krystalloblastischen Struktur der krystallinen Schiefer mit einem gleichzeitigen Wachsen der einzelnen Gemengteile verknüpft ist.

Jene Fälle, wo das nicht der Fall ist, wo etwa das Ausgangsmaterial vor Ausbildung der krystalloblastischen Struktur ein gröberes Korn besaß, sollen später ihre Besprechung finden.

Das allmähliche Größerwerden des Korns im Lauf einer Umformung im starren Zustand ist eine wohlbekannte Erscheinung. Es sei hier nur an das Größerwerden des Korns beim Übergang von Schnee zu Firn und Gletschereis, an das gröber krystallinische Korn von Steinsalzabsätzen erinnert, die mit konzentrierter Lösung in Berührung stehen. Man wird denselben Vorgang beim Übergang von dichtem Kalk zu Marmor, von dichtem Hornstein zu krystallinischem Quarzit, von feinstschuppigem Phyllit zu gröber krystallinischem Glimmerschiefer und Schiefergneis als Tatsache hinzunehmen haben.

Die Vergröberung des Korns kommt dadurch zustande, daß jeweils die größeren Körner auf Kosten der kleineren wachsen.

Lepsius[1] hat zur Erklärung des Vorganges das Verhalten von feinkörnigen Niederschlägen, Schwefelblumen, in Glas eingeschlossenen Kampferkrystallen bei Temperaturschwankungen herangezogen.

Sind große und kleine Krystalle von gesättigter Lösung oder gesättigtem Dampf umgeben und steigt die Temperatur, so findet Lösung statt an der Oberfläche der Krystalle. Die kleinsten Krystalle werden dabei völlig aufgelöst. Bei der nachfolgenden Schwankung nach abwärts wird das gesamte gelöste Material auf den an Zahl geringeren noch vorhandenen Kernen abgelagert, welche dadurch eine Volumzunahme erfahren. Dieser Vorgang, dessen Möglichkeit ohneweiters zuzugeben ist, kann aber nur das Verschwinden der kleinsten Individuen, nicht aber das andauernde Gröberwerden des Kornes erklären.

Es ist hier wieder an die Annahme Curie's zu erinnern, daß die Oberfläche der Körner Sitz einer besonderen Oberflächenenergie ist. Durch das Gröberwerden des Kornes wird die Summe der freien Oberflächen verringert und es fällt der Vorgang der Vergröberung des Kornes unter die nämliche Kategorie von Erscheinungen wie die Ausbildung von Krystallformen, die sich so auffassen lassen, daß das Gestein einem Minimum von freier Energie zustrebt.

Durch den Nachweis einer Vermehrung der Löslichkeit durch Feinheit des Korns ist indessen die Frage aus dem Bereich des rein Hypothetischen herausgerückt worden. Nach Ostwald ist die Löslichkeit

---

[1] Geologie von Attika.

abhängig von der Feinheit des Korns; die Unterschiede sind nach den experimentellen Untersuchungen von Hulett beim Quecksilberoxyd und Gips nicht unbeträchtlich.[1]

Gewiß dürften Schwankungen der Temperatur und ebenso Schwankungen des gerichteten Drucks, der Pressung, das Wachsen größerer Körner auf Kosten der kleineren begünstigen.

Zonenstruktur.[2]

Bei den Gemengteilen der Massengesteine ist Zonenstruktur eine häufige und gesetzmäßige Erscheinung, die bestimmten Regeln unterworfen ist, für die sich der zureichende Grund in der Art ihrer Bildung findet.

Bei den krystallinen Schiefern fehlt Zonenstruktur nicht durchaus, sie ist aber weitaus seltener, ihre Ausbildung ist eine andere und die Zonenregeln sind, wo solche bekannt wurden, verschieden von denen bei Massengesteinen.

Wohl niemals findet man bei den Gemengteilen krystallinischer Schiefer solche Unterschiede zwischen Kern und Hülle, wie sie bei Massengesteinen vorkommen. Wenn Zonenstruktur auftritt, so entbehren die aufeinanderfolgenden Schichten in der Regel einer bestimmten Krystallform und überhaupt einer scharfen Abgrenzung; die Schichten verschwimmen gleichsam ineinander.

Bei Hornblenden kommt häufig die Erscheinung vor, daß der Kern heller gefärbt, stärker doppelbrechend ist und größeren Achsenwinkel hat als die dunklere, schwächer doppelbrechende und mit kleinerem Achsenwinkel versehene Hülle. Dies beruht wahrscheinlich auf einem Vorwalten des Strahlsteinsilikates im Kern. Bei Epidot tritt im Inneren bald eine eisenreichere Mischung auf, bald findet sich eine eisenreichere Zone außen.

Auffällig ist der Unterschied gegenüber den Massengesteinen bei Plagioklasen. In den Erstarrungsgesteinen ist in der Regel der Kern reicher an Anorthitsubstanz als die Hülle. Bei den krystallinen Schiefern ist die Verteilung umgekehrt und zwar mit großer Regelmäßigkeit: Der Kern ist reicher an Na-Feldspat, die Hülle reicher an Anorthitsubstanz. Die Erscheinung ist allgemein verbreitet, sie findet sich sowohl in Granitgneisen als in Glimmerschiefern, in Grünschiefern und in Amphiboliten, in Trappgranuliten. Ich kenne sie ferner aus den Alpen, dem niederösterreichischen Waldviertel, dem sächsischen Granulitgebirge und aus den krystallinen Schiefern von Schonen in Südschweden. Ich zweifle nicht, daß sie überall nachzuweisen sein wird, wo überhaupt andere Plagioklase als Albit in krystallinen Schiefern auftreten.

Sie findet sich ferner durch die ganze Plagioklasreihe vom Albit und Oligoklasalbit bis zum fast reinen Anorthit. Stets ist der Unterschied zwischen Kern und Hülle nur gering, wenige Grade Unterschied in der Auslöschungsschiefe bewirkend, niemals erreicht er Beträge wie sie bei Erstarrungsgesteinen so häufig vorkommen.

Für die Zonenstruktur der Plagioklase in den Erstarrungsgesteinen kann ein völlig zureichender Grund angegeben werden in dem niedrigeren Schmelzpunkte des Albit und dem Verhalten isomorpher Gemische bei der Ausscheidung aus dem Schmelzfluß. Die ersten Krystallisationen aus der Schmelze eines isomorphen Gemisches sind der Regel nach reicher an der Komponente mit höherem Schmelzpunkt. Für die entgegengesetzte Zonenregel der Plagioklase krystalliner Schiefer ist ein plausilbler Grund bisher nicht bekannt.

---

[1] Über Beeinflussung der Löslichkeit durch die Korngröße vergl. Ostwald: Zeitschr. phys. Chem. *34* (1900), 484, und Hulett, Zeitschr. phys. Chem. *37* (1901), 385.

[2] Vergl. Anz. kais. Akad. d. Wiss. Wien, 14. Jänner 1897. — F. Becke: Über Zonenstruktur bei Feldspaten. Sitzungsber. Lotos, Prag 1897, Nr. 3.

Modifikationen der krystalloblastischen Struktur.

Die charakteristische Struktur der krystallinen Schiefer ist nun verschiedenartiger Ausbildung fähig. Über die wichtigsten Modifikationen soll hier eine Übersicht gegeben werden und diejenigen Bezeichnungen definiert werden, deren wir uns in dem beschreibenden Teil unserer Arbeit bedienen werden.

Diese Strukturmodifikationen betreffen teils Unterschiede in den Größenverhältnissen der Gemengteile teils Unterschiede ihrer Form, teils Unterschiede in der räumlichen Anordnung.

Bei den krystallinen Schiefern wird man im allgemeinen größere Unterschiede in den Dimensionen der Gemengteile antreffen als etwa bei einem körnigen Massengestein. Immerhin finden sich Gesteine, bei denen alle wesentlichen Gemengteile in Individuen von derselben Größenordnung auftreten; die Struktur solcher krystalliner Schiefer möge homoeoblastisch heißen.

1. Hieher gehört die einfache schuppige Struktur vieler glimmerreicher Schiefergesteine (die man bei Vorliebe für gelehrtklingende Terminologie auch als lepidoblastisch bezeichnen könnte).

2. Ferner jene häufige Struktur, welche durch das Auftreten der Gemengteile in rund- oder eckigkörnigen Aggregaten ausgezeichnet ist, meist verbunden mit schwächer entwickelter Parallelstruktur und Teilbarkeit. Diese Struktur ist mit verschiedenen Namen belegt worden: Mosaikstruktur, Pflasterstruktur, Bienenwabenstruktur. Sederholm nennt eine derartige bei Gneisen und Leptyniten beobachtete Struktur cyklopisch. Schalch bezeichnet dieselbe Struktur bei Amphiboliten als gabbroide Struktur. Typisch ist sie bei Quarziten, Marmoren und Dolomiten zu sehen. Sie könnte der Gleichmäßigkeit wegen auch granoblastisch heißen.

3. Bei ungefähr gleicher Größenordnung der Gemengteile kommt es auch vor, daß sie, anstatt durch stetige Flächen von einander getrennt zu sein, vielmehr in einzelne Stengel, Körnchen, Fetzen aufgelöst einander förmlich durchdringen. Im selben Raum finden sich verschieden gestaltete Teile des einen und des anderen Gemengteiles je in krystallographisch paralleler Stellung, also je einem Individuum der beiden Gemengteile angehörend. Im kleinen kann der eine oder der andere Gemengteil idioblastisch entwickelt sein oder keiner. Unmöglich ist idioblastische Entwicklung beider.

Diese Struktur, die äußerliche Ähnlichkeit hat mit der pegmatitischen Struktur der Erstarrungsgesteine, schlagen wir vor diablastisch zu nennen.

Es scheint, daß sie häufig durch Umwandlungsprozesse zustande kommt, wenn ein Gemenge von zwei Gemengteilen aus einem proterogenen oder an der Grenze zweier proterogener Gemengteile sich entwickelt.

Wenn solche diablastische Gemenge radialstruierte Rinden um Reste der proterogenen Gemengteile bildet, so entsteht das, was man Kelyphitstruktur nennt.

Diese Strukturmodifikationen finden sich insbesondere häufig bei Amphiboliten und Eklogiten.

4. Mit dem Namen poikiloblastisch belegen wir folgende Struktur, welche insbesondere bei Grünschiefern in typischer Entwicklung auftritt. Größere xenoblastische Individuen eines Gemengteiles schließen so aneinander, daß eine Art grobkörnigen Grundgewebes entsteht, und darin liegen nun kreuz und quer oder auch nach Schieferung und Streckung geordnet, wesentlich kleinere Idioblasten anderer Gemengteile. Diese Struktur hat offenbar formell Ähnlichkeit mit der ophitischen oder poikilitischen von Struktur der Erstarrungsgesteine.

Grünschiefer mit einem grobkörnigen Grund von Albitxenoblasten und eingelagerten Idioblasten von Epidot oder Hornblende geben Beispiele hiefür.

Diesen Fällen, in denen allen die wesentlichen Gemengteile des krystallinen Schiefers von ungefähr gleicher Größenordnung sind, stehen nun andere Modifikationen der krystalloblastischen Struktur gegenüber, bei welchen beträchtliche Unterschiede in der Größe der Gemengteile vorkommen, so zwar, daß ein Gemengteil in Krystallen auftritt, welche hundertmal, ja mehrere hundertmal so groß sind als die daneben liegenden Individuen der anderen Gemengteile.

Hiedurch entsteht eine Struktur, welche äußerlich Ähnlichkeit hat mit der porphyrischen Struktur der Erstarrungsgesteine. Die Ähnlichkeit liegt aber nur in der äußeren Erscheinung.

Bei der porphyrischen Struktur sind die Einsprenglinge älter als die Grundmasse; ist die Grundmasse krystallin, so findet sich oft eine zweite Generation des Gemengteiles, der als Einsprengling auftritt.

Bei den krystallinen Schiefern sind die großen Krystalle entweder gleichzeitig gebildet mit den kleinen Individuen der Hauptmasse des Gesteins, oder bisweilen läßt sich sogar zeigen, daß sie jüngerer Bildung sind, daß sie die Gemengteile der feineren Hauptmasse aufgezehrt oder verdrängt haben.

Die eigentümliche hiedurch entstehende Struktur, welche bisher mit den Ausdrücken pseudoporphyrisch, Garbenstruktur u. s. w. bezeichnet wurde, schlagen wir vor porphyroblastisch zu nennen. Die großen Krystalle nennen wir Porphyroblasten, die feiner struierte Hauptmasse des Gesteins Grundgewebe.

Die Porphyroblasten sind im starren Gestein entstanden. Oft entwickeln sich an ihnen ausgezeichnete Streckungshöfe, an denen sich bisweilen das allmähliche Größerwerden derselben erkennen läßt. In der Richtung kleinster Pressung hebt sich das Grundgewebe von der Oberfläche des Krystalls ab und der Hohlraum füllt sich im Moment des Entstehens mit Mineralneubildungen, die öfters vom Grundgewebe im Mengenverhältnis, in der Korngröße, im Gehalt an unveränderlichen und unlöslichen Partikeln (Kohlenflitter oder Graphitschüppchen) und hiedurch in der Färbung unterscheiden. Einschlüsse von Teilen des Grundgewebes sind in Porphyroblasten etwas sehr häufiges, bisweilen so häufig, daß jenes Aussehen entsteht, das als Siebstruktur bezeichnet wird.

Nicht selten zeigen die Einschlüsse der Porphyroblasten Beziehungen zum Aufbau aus Anwachspyramiden. Die Einschlüsse sind dann gehäuft in den Anwachspyramiden rasch wachsender, meist schlecht entwickelter Krysallflächen (z. B. in den Hornblendenstengeln der Amphibol-Garbenschiefer) oder die Einschlüsse folgen den Wachstumspuren der mehr weniger gerundeten Kanten der Porphyroblasten und bezeichnen die Grenzen der Anwachspyramiden (Granat, Staurolith).

Häufig folgen die Einschlüsse der Porphyroblasten alten Schicht- oder Strukturflächen, die sich im Grundgewebe noch erhalten haben, ja sie verraten so bisweilen einen Fältelungszustand, der unter Umständen bei der Ausprägung des Schiefers völlig überwunden wurde und sich nur in den Einschlüssen der Porphyroblasten erhalten hat (Helicitische Struktur, Weinschenk).

Die Form und Stellung der Porphyroblasten erscheint häufig auf den ersten Blick ganz unabhängig von der sonst im Gestein etwa vorhandenen Parallelstruktur. Bei genauerem Zusehen macht sich aber doch namentlich bei säulenförmigen oder tafelförmigen Porphyroblasten ein Einfluß der im Gestein wirksamen Pressung geltend: Porphyroblasten von Biotit sind deutlich tafelförmig, wenn sie in der Schieferungsebene liegen, nehmen dagegen oft recht auffallende abweichende dicksäulenförmige Gestalten an, wenn die Spaltfläche quer zur Schieferung steht. Ähnliches beobachtet man bei den Amphibolstrahlen der Amphibol-Garbenschiefer. So erweist sich auch hier die Form als Kompromiß zwischen Krystallisationskraft und Pressung.

Als Minerale, die häufig Porphyroblasten bilden, seien genannt: Granat, Hornblende, Biotit, Chlorit, Sprödglimmer, Albit (selten andere Feldspate), Staurolith, Epidot, Zoisit (seltener); Magnetit, Eisenglanz und Titaneisen; seltener und wohl nur unter besonderen Umständen Muscovit.

Das Grundgewebe kann selbst verschiedenartig ausgebildet sein; gewöhnlich besteht es aus Mineralen, die von den Porphyroblasten gänzlich verschieden sind und das Auftreten einer kleineren Generation desjenigen Minerales, das in Porphyroblasten ausgeschieden ist, gehört jedenfalls nicht zu den häufigen Erscheinungen.

Die Ausbildung einer solchen porphyroblastischen Struktur ist wahrscheinlich nicht das Endstadium, dem ein krystalliner Schiefer zustrebt, wenn er sehr lange und wiederholten krystalloblastischen Umformungen ausgesetzt ist. Diese Struktur ist ja immer der Ausdruck dafür, daß einzelne Gemengteile in der krystallinen Entwicklung zurückgeblieben sind, während andere voraneilen. Daher finden wir wohl die porphyroblastische Struktur seltener in dem eigentlichen Grundgebirge, in der unteren Tiefenstufe der

krystallinen Schiefer, sondern häufiger in den oberen Horizonten. Daher ist sie auch in den »jüngeren« krystallinen Schiefern, die nachweisbar aus Sedimenten bekannter Formationen hervorgegangen sind, eine häufige Erscheinung.

Ursprünglich pelitische Sedimente dürften bei der Umkrystallisierung am häufigsten diese Strukturform annehmen.

Palimpseststruktur.

Die krystalloblastische Struktur der krystallinen Schiefer kommt keineswegs immer rein zum Vorschein. Die mannigfachen Kombinationen mit den mehr mechanischen kataklastischen Strukturen sind schon früher besprochen worden. Aber noch ein anderer Umstand verhindert häufig die ungetrübte Erscheinungsform der Krystallisationsschieferung.

Bei der Auffassung, die wir von dem Wesen der krystallinen Schiefer festhalten, muß das Ausgangsmaterial, aus dem der krystalline Schiefer geprägt wurde, ein Gesteinskörper von mehr oder weniger starrer Beschaffenheit, doch selbst bereits irgendeine Struktur besessen haben. Es kommt ja gewiß vor, daß die Umformung eine so vollständige ist, daß von dem vorangegangenen Zustand auch nicht die Spur zurückbleibt. In einem Eklogit mit Porphyroblasten von Granat in einem Grundgewebe von teils granoblastischer, teils diablastischer Struktur, wird man bei sorgfältigem Studium nichts mehr von der alten Gabbrostruktur wahrnehmen, obwohl man mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen kann, daß eine solche an dem Gesteinskörper einst vorhanden war.

Manche mit vollkommener Krystallisationsschieferung versehene Tonalitgneise lassen auch keine erkenntlichen Spuren der einstigen Massengesteinsstruktur erkennen.

Aber neben solchen Fällen sind genug andere bekannt, wo in dem krystallinen Schiefer noch erkennbare Reste der ursprünglichen Struktur des Ausgangsmateriales mehr oder weniger verschleiert durch die Neuordnung hindurch zu erkennen sind.

Nach einem den Sachverhalt trefflich kennzeichnenden Ausdruck Sederholms[1] sprechen wir in einem solchen Fall von Palimpseststrukturen. Uns sind Fälle bekannt, wo noch Spuren der alten hypidiomorphkörnigen Massengesteinsstruktur (der echten Granitstruktur) erkennbar sind, andere, wo sich Reste einer ophitischen Struktur erhalten haben, endlich solche, wo deutliche Reste der alten porphyrischen Struktur durch erkennbare alte Einsprenglinge sich verraten.

Die Struktur derartiger Gesteine bezeichnen wir als blastogranitisch, blastophitisch, blastoporphyrisch. Es ist also die alte Massengesteinsstruktur nur leicht verdeckt durch krystalloblastische Neubildungen.

Der letztere Fall ist insbesondere häufig in den Randpartien der geschieferten Intrusivmassen. Die ursprüngliche Einsprenglingsnatur der in feiner struiertem krystalloblastischen Grundgewebe liegenden Feldspatkrystalle ist in der scharf entwickelten Krystallform, oft auch in der durch Neubildungen von Zoisit oder Epidot und Glimmer markierten Zonenstruktur deutlich zu erkennen.

Die Augenstruktur vieler Granitgneise ist öfter auch als eine solche Palimpseststruktur zu erkennen und ist von der blastoporphyrischen nur durch die verrundete Form der großen Feldspatkörner unterschieden.

Ebenso wie stellenweise Palimpseststrukturen der Massengesteine noch die Schieferung überdauern, sind öfter auch Anzeichen einer ursprünglich vorhandenen klastischen Struktur zu bemerken.

Blastopsephitisch werden wir ein Gestein nennen, welches die ursprüngliche Beschaffenheit eines Konglomerates oder einer Breccie aufweist, in dem sich aber bereits ein krystalloblastisches Grundgewebe entwickelt hat; deutlich blastopsammitische Gesteine hat J. J. Sederholm aus Finland beschrieben.[2]

---

[1] J. J. Sederholm: Akad. Dissertationsvorles. 1890. Fennia 8 Nr. 3. 1893, S. 7. Archaeische Sedimentformation. Bull. Comm. géol. Finlande Nr. 6. 1899, S. 236.

[2] J. J. Sederholm: Archaeische Sedimentformation. Bull. Comm. géol. de la Finlande Nr. 6.

Die Struktur pelitischer Gesteine bietet kein Moment, welches auch nach der Metamorphose noch erkennbar bliebe. Solche Gesteine liefern das geeignete Material für die reine Entwicklung der krystalloblastischen Struktur.

Eine häufige Erscheinung ist ferner, daß sich in dem zum krystallinischen Schiefer gewordenen Sediment die ursprüngliche Schichtung erhält. In Glimmerschiefer, Schiefergneisen ist eine solche Schichtung durch Unterschiede im Mineralbestand häufig zu konstatieren.

Die schon früher erwähnte von Weinschenk als helicitische Struktur bezeichnete Anordnung der Einschlüsse nach älteren Strukturflächen ist gleichfalls in die Kategorie der Palimpseststrukturen einzureihen.

Es ist vielleicht angezeigt an dieser Stelle zu bemerken, daß an die porphysische Struktur der Massengesteine erinnernde pseudoporphyrische Strukturen auf dreierlei Weise zustande kommen können:

1. Das Gestein besaß ursprünglich eine porphyrische Struktur, die Einsprenglinge haben sich bei der eintretenden Krystallisationsschieferung der Grundmasse erhalten: Blastoporphyrische Struktur. Das ist also eine eigentlich porphyrische Struktur, die durch die Metamorphose nur leicht verändert wurde. Deutlich erkennbare Form der Einsprenglinge ist da die Regel.

2. Bei der Entwicklung der krystalloblastischen Struktur erreichen einzelne Gemengteile durch Heranwachsen im festen Gestein eine überragende Größe. Das nennen wir porphyroblastische Struktur.

3. In einem irgendwie beschaffenen Gestein (meist handelt es sich um Gesteine mit granitisch körniger Struktur) tritt Kataklase ein; derselben widerstehen einzelne größere Körner, Krystalle von Quarz Feldspat, die dann in dem vorwaltend durch Kataklase entstandenen Grundgewebe nach Art der Einsprenglinge oder Augen hervortreten. Das nennen wir porphyroklastische Struktur.

Beziehungen der Struktur der krystallinen Schiefer zu der Hornfelsstruktur.

Daß die Struktur der krystallinen Schiefer zur Struktur der Kontaktgesteine innige Beziehungen hat ist vielfach ausgesprochen worden. Die Struktur der Hornfelse kommt auch auf dieselbe Weise zustande durch Krystallisation im starren Gestein. Der einzige Unterschied ist der, daß in den typischen Kontaktzonen, wo das Erstarrungsgestein selbst seine typische Massengesteinsstruktur behält, dem Kontaktgestein die Parallelstruktur fehlt.

Ausbildung der Paralleltextur.

Während die bis jetzt betrachteten Strukturmodifikationen wesentlich auf die Form und Begrenzung der Gemengteile Bezug haben, also ein eminent genetisches Interesse besitzen und erst durch mikroskopische Untersuchung erfaßt werden können, ist die Ausbildung der Paralleltextur zumeist schon mit freiem Auge vollkommen erkennbar. Zum Unterschiede von dem in der Petrographie hergebrachten Ausdruck Struktur, den wir auf die erst betrachteten Strukturmodifikationen beschränken wollen, soll für die Anordnung der Gemengteile parallel bestimmter Ebenen und Linien der Ausdruck Textur gebraucht werden.

Die Begriffe der schiefrigen, der flasrigen, der Lagentexturen ergeben sich hier als die Hauptkategorien, soferne die Anordnung nach einer bestimmten Ebene des leichtesten Ausweichens berücksichtigt wird. Diese Ebene leichtesten Ausweichens liegt im allgemeinen normal zur stärksten Pressung. Hiedurch entsteht der Gegensatz zwischen Hauptbruch und Querbruch des Gesteins. Diese Kategorien und ihre Unterabteilungen sind so wohlbekannt, daß keine weiteren Erörterungen hier erforderlich sein dürften.

Bezüglich der Flasertextur seien jedoch einige Bemerkungen hier angefügt. Wir verstehen darunter jenen besonderen Fall krystalloblastischer Paralleltextur, welcher durch das Auftreten gewisser Gemengteile in flachlinsenförmigen Aggregaten in annähernd paralleler Lagerung ausgezeichnet ist. Mit ihren Breit-

seiten liegen sie rundlich oder elliptisch begrenzt auf dem Hauptbruch, auf dem Querbruch erscheinen sie als schmale in die Länge gezogene Schmitzen.

Flasern bildet vor allem gern der Glimmer, namentlich der Biotit, aber auch der lichte Muscovit, die Hornblende tritt häufig in Flasern auf. Bei genauerer Untersuchung findet sich nicht selten, daß auch farblose Gemengteile (Quarz, Feldspate, Calcite) derartige linsenförmige Aggregate bilden, welche in sich meist die »cyklopische« oder »Mosaikstruktur« oder, wie wir im Interesse einer einheitlich durchgeführten Nomenklatur zu sagen vorschlugen, die »granoblastische« Struktur zeigen. Wir nennen solche Aggregate Kornflasern zum Unterschied von der Flaser schlechtweg, die den Nebenbegriff des schuppigen Aggregates enthält. Solche Kornflasern können weiter geschlossen oder locker, d. h. an den Rändern durch Eintreten anderer Gemengteile unterbrochen auftreten.

Diese Flasertextur ist wohl immer der Ausdruck einer Inhomogenität des Ausgangsmateriales, aus dem der krystalline Schiefer durch Umformung hervorgegangen ist. Am deutlichsten is der Zusammenhang zu verfolgen bei dem Übergang gröberer Granite, Granodiorite und Tonalite in die entsprechenden Gneise. Die großen Biotitkrystalle liefern Biotitflasern; die Quarzkörner, die Felspatkrystalle, Kornflasern von Quarz, von Feldspat, wenn nicht die letzteren ihren Zusammenhang bewahren und dann als Augen hervortreten. Diorite und Gabbros geben flasrige Amphibolite.

Auch ungleich gemengte Sedimente, z. B. Conglomerate können zur Entstehung von krystallinen Schiefern mit Flaserstruktur Anlaß geben. Manche Conglomeratgneise zeigen sie im vorgeschrittenen Zustand der Umwandlung in recht typischer Entwicklung.

Bei flasrigen Gesteinen ist nicht selten die Erscheinung der Streckung zu beobachten. Der Umriß der Flasern auf dem Hauptbruch ist dann lang elliptisch.

Eine besondere Erscheinung stellen die Gleitflasern dar. In gneisartigen Gesteinen sind sie oft zu beobachten und bestehen hier aus Sericit oder feinschuppigem Muscovit. Indem die Masse porphyrartig hervortretender Feldspate der Pressung einen größeren Widerstand entgegensetzt als das feiner struierte Grundgewebe, entstehen Stellen von Differentialbewegung, indem sich das Grundgewebe an den Kanten und Ecken des Krystalls vorbeischiebt. Dies ist nicht möglich ohne wenigstens momentane Lösung des Zusammenhangs. In den vielleicht nur der Tendenz nach entstehenden leeren Räumen setzt sich sofort Muscovit an und es entstehen flache Aggregate, welche die Feldspatknoten augenlidartig umhüllen und sie auf den Schieferungsflächen wie mit einem silberglänzenden Häutchen überziehen.

Ist erst einmal eine solche aus leicht verschiebbarem und spaltbarem Glimmer bestehende Flaser gebildet, so werden auch spätere Spannungen auf ihr sich auslösen und zu ihrer Weiterentwicklung beitragen.

Auch an anderen Flächen von Differentialbewegungen können solche Gleitflasern entstehen. Muscovit ist nicht das einzige Mineral, welches in Gleitflasern auftritt; Chlorit in Grünschiefern und Amphiboliten, Asbest und Talk in Serpentinen und Topfstein kommen in ähnlicher Weise vor. In den unteren Tiefenstufen der krystallinen Schiefer tritt Sillimanit in Gleitflasern auf.

Bei der schiefrigen Textur ist dann noch die gefaltete und gefältelte Textur zu erwähnen, welche dadurch zustande kommt, daß die Ebene der leichtesten Ausweichung und der parallelen Stellung der flächenhaft ausgebildeten Gemengteile rasch und wiederholt ihre Stellung ändert, wobei dann häufig zwei Stellungen regelmäßig alternieren. Spaltet man einen solchen gefältelten Schiefer durch, so liegen die Glimmerblättchen auf alternierenden Streifen in paralleler Stellung. Im reflektierten Licht treten diese Streifen durch den gleichzeitigen Lichtreflex deutlich hervor. Das eine System erscheint bei bestimmter Stellung hell, das andere dunkel, welches seinerseits nach entsprechender Drehung Licht zurückwirft.

Es scheint, daß diese gefältelte Textur zu ihrer Entstehung stets das Vorhandensein einer Schieferung oder auch einer Schichtung voraussetzt. Die Linie, welche den beiden sich schneidenden Ebenen paralleler Lagerung gemeinsam ist, gewinnt für das Gestein eine besondere Bedeutung. Sie entspricht offenbar der Richtung leichtester Ausweichung und tritt nicht selten geradezu als Streckungsrichtung hervor. Sobald eine Streckung im Gestein sich geltend macht, hat man außer dem Hauptbruch auch den Längsbruch

parallel der Streckung und den Querbruch senkrecht zur Streckung zu unterscheiden. Bei reiner Streckung verschwindet der Unterschied zwischen Haupt- und Längsbruch.

Bisweilen läßt aber diese Streckungslinie selbst knickförmige Änderungen ihrer Lage erkennen, welche sich in breiteren Streifen wiederholt, die quer gegen die Erstreckung der feinen Fältelung verlaufen. Dadurch entstehen recht komplizierte Texturbilder, die gleichwohl einer gewissen Gesetzmäßigkeit nicht entbehren und die wir als Kreuzfältelung bezeichnen werden.

Es ist unschwer sich vorzustellen, wie je nach dem Charakter der Pressung entweder eine schiefrige oder eine gestreckte Textur entstehen kann.

Einfache Schiefertextur entsteht durch eine Verteilung der Pressung, wobei eine Richtung größter Pressung vorhanden ist und alle Richtungen normal zu ihr kleinstem Druck (leichtestem Ausweichen) entsprechen. Ist dagegen eine Richtung kleinsten Druckes (leichtesten Ausweichens) vorhanden und ringsherum normal dazu Richtungen größter Pressung, so würde das zur einfachen Streckung führen.

Keines von beiden ist die Regel. Vielmehr wird zumeist eine Richtung größter und eine Richtung kleinster Pressung vorhanden sein. Es entwickelt sich dann senkrecht zur Richtung größter Pressung eine Schieferungsebene und in dieser, in der Richtung kleinster Pressung, eine Streckungsrichtung.

Klüftung und Streckung.

Mit der Erscheinung der Streckung ist eine ganz gesetzmäßige Klüftung des Gesteins verbunden. In einer Richtung, welche auf der Streckungsrichtung ungefähr senkrecht steht, ist das Gestein von scharfen oft dicht aufeinander folgenden Klüften durchsetzt. Wir bezeichnen diese Klüfte als Querklüfte. Eine zweite Kluftrichtung steht ungefähr senkrecht auf der Schieferungsfläche und parallel mit der Streckungsrichtung. Diese Klüfte sind meist uneben und oft parallel der Streckung gerieft, wir nennen sie Längsklüfte. Eine dritte Kluftrichtung fällt mit der Ebene der Schieferung zusammen. Wir nennen diese Klüfte Hauptklüfte.

Die Lagerung von Haupt-, Längs- und Querklüften eines Gesteins kann in einfachster Weise mit dem Bergkompaß durch Angabe von Streichen und Fallen bestimmt werden.

Bezüglich der Fixierung der Streckungsrichtung sind zweierlei Möglichkeiten vorhanden:

1. Da die Streckungsrichtung stets in der Ebene der Schieferung liegt, kann man die Lage der Streckung dadurch fixieren, daß angegeben wird der Winkel, welchen die Streckungsrichtung mit dem Streichen der Schieferung einschließt.

2. Die Lage der Streckung kann unmittelbar bestimmt werden, indem man das Azimut der durch die Streckungsrichtung gelegten Vertikalebene und den Winkel angibt, welchen die Streckungsrichtung mit der in dieser Vertikalebene gezogenen Horizontalen einschließt.

Wenn die erste Art der Bestimmung angewendet wird, soll der Ausdruck gebraucht werden: die Streckung senkt sich in der Schieferungsebene x° nach — (hier kommt die Angabe der Weltgegend, welche nur beiläufig zu geschehen braucht, wenn Streichen und Fallen der Schieferungsebene angegeben sind). Im zweiten Fall soll gesagt werden: die Streckung fällt nach — (Angabe des Azimutes z. B. S 15° W) unter x°.

Die beiden Angaben: Senkung in der Schieferungsebene und Fallen der Streckung stehen in einer einfachen Beziehung zu einander, wie das folgende Diagramm erkennen läßt.

In demselben bedeute SNOW die Kompaßpunkte. ACB stelle die Schieferungsebene (in stereographischer Projektion) dar, AB ist ihr Streichen. Der Winkel NA = a mißt dasselbe: Streichen N a°O. CD = b ist der Fallwinkel, welcher auch gleich ist dem Winkel CAD.

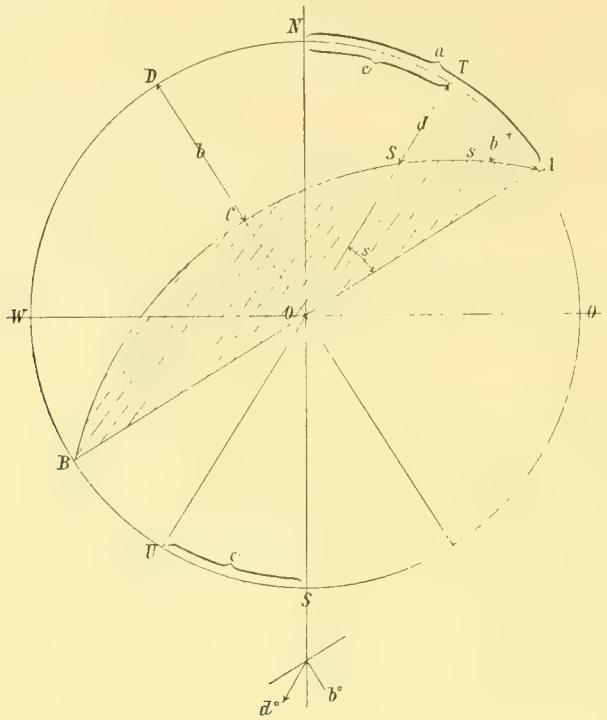
Die Linien parallel OS stellen die Streckungsrichtung dar. Ist NT = SU = c°, ferner ST = d°, endlich der Winkel SOA = Bogen AS = s, so kann die Lage der Streckungsrichtung angegeben werden:

1. Abhängig von der Lage der Schieferungsfläche:

Die Streckung senkt sich in der Schieferungsebene s° nach SW.

2. Unabhängig von der Schieferungsebene:

Die Streckung fällt S c°W unter d°. Bei horizontaler Streckung ist (a—c) = o, s = o, daher auch d = o. Für den Fall der Streckung in der Fallinie der Schieferung ist (a—c) = 90°, s = 90° und d = b



dem Fallwinkel der Schieferung. Zwischen Streichen und Fallen der Schieferung, Senkung und Fallen der Streckung bestehen folgende Beziehungen, die sich aus dem rechtwinkligen Dreieck SAT ergeben.

$$\cos (a—c). \cos d = \cos s.$$
$$\sin d = \sin s. \sin b.$$

Ist Senkung in der Schieferungsebene und Fallen der Streckung bestimmt worden und Streichen und Fallen der Schieferung bekannt, so müssen sich diese Werte gegenseitig kontrollieren.

Mit dem Bergkompaß kann das Fallen der Streckung mit derselben Genauigkeit gemessen werden wie Fallen und Streichen einer Schicht- oder Schieferungsebene.

Man setzt ein steifes Notizbuch vertikal auf die am Aufschluß sichtbare Streckungslinie und bestimmt dann das Azimut NT in der gewöhnlichen Weise mit dem Bergkompaß. Dann setzt man den Bergkompaß vertikal auf die Streckungslinie und liest am Senkel die Neigung gegen den Horizont ST ab.

Der Senkungswinkel in der Schieferungsebene kann mittels der Gradteilung des Kompasses beiläufig geschätzt werden, wenn man die Streichungs- oder die Fallinie auf der Schieferungsfläche ersichtlich gemacht hat.

Zur Bezeichnung der Streckung in der geologischen Karte verwenden wir das Zeichen, welches unter das Diagramm gesetzt ist. Eine Ziffer neben dem Streckungspfeil gibt den Fallwinkel der Streckung an.

Die Richtung der Streckung ist oft über große Räume konstant oder zeigt regelmäßige Veränderungen. Sehr auffallend ist z. B. die konstante Lage der Streckungsrichtung am Südwestende der Duxer Granitgneismasse. Die Streckung fällt gegen WSW zu W unter 15—20°. In den mittleren Teilen der Zillertaler Zentralgneismasse (Floite, Stillup, Zillergrund) ist die Streckung durchwegs horizontal.

Sehr steiles Fallen der Streckung beobachtet man in den arg zerknitterten Pustertaler Phylliten. In den zur Schieferhülle des Zentralgneises gehörigen schiefrigen Kalken und Phylliten der Klamm bei Lend und der Lichtensteinklamm fällt die Streckung unter 20—30° gegen W. Die Pinzgauer Phyllite nördlich der Salzach zeigen ebenso konstant Streckung fallend unter 15—20° gegen O.

Nicht selten kann man beobachten, daß die Lage der Schichtungs- und Schieferungsflächen viel häufigerem Wechsel unterworfen ist als die Lage der Streckung, so daß die verschiedensten Streich- und Fallrichtungen der Schieferung vorkommen, welche aber alle die Streckungsrichtung OS parallel gehen, die man also alle erhalten würde, wenn man die Ebene ACB um OS sich drehen läßt.

Bezüglich der Orientierung der Streckung entfernen sich unsere Erfahrungen einigermaßen von der Feststellung der Schweizer Geologen, nach welchen die Streckungsrichtung in der Regel nicht viel von der Fallrichtung der Schieferung und Schichtung abweicht.

II. OPTISCHE UNTERSUCHUNGSMETHODEN

VON

FRIEDRICH BECKE,

W. M. K. A.

Mit 27 Textfiguren.

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 5. NOVEMBER 1903.

Inhalt.

Seite

Allgemeine Regeln . . . . . 3 [57]

A. Orthoskopische Methoden . . . . . 3 [57]

1. Bestimmung der Lichtbrechung . . . . . 3 [57]
2. Bestimmung der Größe der Doppelbrechung . . . . . 4 [58]
3. Dispersion der Doppelbrechung . . . . . 6 [60]
4. Messung der Dispersion der Doppelbrechung . . . . . 8 [62]

B. Konoskopische Methoden . . . . . 10 [64]

1. Die Geschwindigkeits-Ellipsen . . . . . 10 [64]
2. Die Skiodromen . . . . . 12 [66]
3. Ableitung der Isogyren aus den Skiodromen . . . . . 20 [74]
   - Einaxige Krystalle . . . . . 21 [75]
   - Zweiaxige Krystalle . . . . . 24 [78]
     - *A.* Schnitte senkrecht auf die optischen Symmetrie-Axen . . . . . 24 [78]
     - *B.* Schnitte senkrecht auf einer optischen Symmetrie-Ebene . . . . . 26 [80]
     - *C.* Schiefe Schnitte . . . . . 28 [82]
   - Die Haupttypen der Isogyren abgeleitet aus den Haupttypen des Skiodromen-Netzes . . . . . 31 [85]
   - Unterscheidung ein- und zweiaxiger Krystalle, Erkennung des Charakters der Doppelbrechung . . . . 33 [87]
4. Messungen im konvergenten Licht . . . . . 34 [88]
   - Ermittlung der Lage der optischen Axe . . . . . 34 [88]
   - Ermittlung des Winkelabstandes . . . . . 37 [91]
   - Ermittlung des Axenwinkels 2 *V* aus der Spur einer optischen Axe und einer Mittellinie . . . . . 38 [92]

Die optischen Untersuchungen wurden an dem Material, das die geologischen Aufnahmen in der Zentralkette der Ostalpen geliefert hatten, mit einer gewissen Vorliebe angewendet. Es war aber nicht nur persönliche Vertrautheit mit dem Mikroskop und eine Art Liebhaberei, welche den Verfasser antrieb, gerade diese Methoden, soweit als es mit seinen Hilfsmitteln angieng, auszunützen, wenn auch diese Vorliebe nicht geleugnet werden soll. Es waren auch andere Erwägungen dabei maßgebend. Einmal die Wahrnehmung, daß bei den oft so vielfach mit einander verwachsenen und verschränkten Gemengteilen der krystallinen Schiefer bei ihrer vielfachen Umschließung die optische Untersuchung richtigere Aufschlüsse versprach als die Versuche, die Gemengteile mechanisch zu sondern und chemisch zu untersuchen.

Ferner können die verfeinerten optischen Untersuchungsmethoden Verhältnisse aufklären, welche die sorgfältigste chemische Analyse nicht zu enthüllen vermag: jene feineren und oft gesetzmäßigen Änderungen der chemischen Zusammensetzung, die sich in der Zonenstruktur isomorpher Schicht- und Mischkrystalle verraten. Diesen gegenüber versagt die Analyse völlig, während die optische Untersuchung eine reiche Ernte gewährt, sobald das Gesetz bekannt ist, das die chemische Zusammensetzung isomorpher Mischungen und die optischen Charaktere verknüpft.

Es läßt sich ja nicht leugnen, daß wir in dieser Hinsicht noch am Anfang einer Entwicklung stehen, deren Ende vielleicht noch in sehr weiter Ferne liegt. Dennoch kann man sagen, daß es einzelne Mineralgruppen gibt, in denen der Zusammenhang der Lichtbewegung mit der stofflichen Mischung soweit geklärt ist, daß der Rückschluß aus der ersten auf die letztere mit voller Exaktheit möglich ist. Die Feldspate sind dafür ein glänzendes Beispiel.

Bei der Feldspatgruppe gilt es also, jene Beobachtungen anzustellen, welche am raschesten und sichersten zur Kenntnis der optischen Orientierung führen, oder doch solche Merkmale liefern, aus denen die chemische Mischung erschlossen werden kann.

Bei anderen Mineralgruppen sind wir noch nicht so weit. Aus der ermittelten optischen Orientierung und den sonstigen optischen Eigenschaften folgt bei Hornblenden, Pyroxenen, Glimmern u. s. w. noch nicht mit Sicherheit ihre chemische Konstitution. Es könnte daher vielleicht für vergebliche Arbeit angesehen werden, wenn trotzdem auf die möglichst sorgfältige optische Charakteristik Wert gelegt wurde. Das ist jedoch nicht der Fall. Die optische Charakteristik ist von bleibendem Wert. Wenn auch die chemische Deutung vielfach noch nicht möglich ist, so kann sie doch Identität oder Unterschiede der Gemengteile verschiedener Gesteine sicherstellen und es kann späterhin der Wert der Angaben noch steigen, wenn das Gesetz, das chemische Mischung und optische Charakteristik verknüpft, auch bei diesen Gruppen gefunden sein wird. Ansätze zu einer solchen Kenntnis sind übrigens schon derzeit vorhanden, wie in dem speziellen Teile sich zeigen wird.

Es sind übrigens die optischen Untersuchungen noch aus einem anderen Gesichtspunkte gepflegt worden. Hat man an den Feldspaten zuerst das chemische Gesetz erkannt, dann die Verbindung zwischen chemischer Mischung und optischer Charakteristik gefunden und endlich gelernt, die optische Orientierung in den Dünnschliffen der Gesteine zu ermitteln, so könnten umgekehrt optische Untersuchungen der Gesteinsgemengteile jetzt umgekehrt den Weg weisen, um die extremen Mischungen aufzufinden und dann deren chemische Zusammensetzung zu ergründen.

Bei diesen Gesichtspunkten versteht es sich von selbst, daß Wert darauf gelegt wurde, an Stelle des bloßen Schauens und der Erfassung rein qualitativer Unterschiede nach Möglichkeit die Messung und die Zahl treten zu lassen. Dabei verschließen wir uns nicht der Einsicht, daß Messungen an Dünnschliffen, ausgeführt mit dem Mikroskop, mit Fehlern behaftet sind, die man bei Untersuchungen an größeren Individuen vermeiden kann. Diese Einsicht hat uns nicht abgeschreckt. Eine Messung mit Kenntnis der Fehlergrenze ist immer noch besser als keine Messung.

Allgemeine Regeln.

In dem petrographischen Teil der vorliegenden Arbeit werden viele optische Untersuchungsmethoden angewendet, die sich zum Teil mit und während dieser Untersuchungen entwickelt haben. Es scheint wünschenswert, in dieser Einleitung eine kurze Übersicht derselben zu geben und namentlich festzusetzen, in welcher Form die Resultate derselben im einzelnen mitgeteilt sind. Die optischen Methoden gestatten in ihrer jetzigen Durcharbeitung ein hohes Maß von Präzision, verlangen aber einen unzweideutigen Gebrauch der Zeichen und Symbole; aus diesem Grunde ist es unerläßlich, die Art zu fixieren, in welcher die Zeichen hier gebraucht werden sollen.

Zunächst sei festgesetzt, daß α, β, γ die Brechungsexponenten in der Reihenfolge vom kleinsten zum größten bedeuten. In einem beliebigen Schnitt treten zwei Brechungsexponenten auf, von denen der kleinere α' zwischen α und β, der größere γ' zwischen γ und β liegt. Dieselben Buchstaben bedeuten auch die Schwingungsrichtungen derjenigen Wellen, welche sich mit dem betreffenden Brechungsexponenten durch den Krystall fortpflanzen. Dabei wird angenommen, daß die Schwingungsrichtung senkrecht steht auf der Polarisationsebene von Malus.

In welcher Weise Auslöschungswinkel gezählt werden, läßt sich nicht allgemein fixieren. Die Bedeutung der gebrauchten Ausdrücke ist bei der Besprechung der einzelnen Mineralgruppen nachzusehen. Als allgemeine Norm für die Angabe der Auslöschungswinkel an Zwillingen soll aber festgehalten werden, daß nicht der Winkel zwischen den beiden Auslöschungsrichtungen, sondern zwischen einer Auslöschungsrichtung und der Zwillingsgrenze angegeben wird.

Entsprechend dem allgemeinen Gebrauche wird bei Feldspaten immer die Lage der Auslöschungsrichtung bestimmt, die der Schwingungsrichtung der rascheren Welle entspricht (α'). Bei den Mineralen der Amphibol-Pyroxen-Gruppe immer die Schwingungsrichtung der langsameren Welle (γ').

Bei der Einschaltung von Probeplatten (Gipsplatten vom Rot erster Ordnung, Gips- oder Quarzkeil, $^1/_4\lambda$ Glimmerplatten) ist immer jene Stellung gebraucht worden, wo die Schwingungsrichtung der rascheren Welle durch die Quadranten linkshinten-rechtsvorne geht. Diese Stellung wird als Regelstellung bezeichnet.

A. Orthoskopische Methoden.

1. Bestimmung der Lichtbrechung.

Zur Ermittlung der Lichtbrechung wurde häufig der Vergleich mit Quarz[1] oder mit Canadabalsam[2] ($n = 1{\cdot}54$) angewendet. In besonderen Fällen kam auch die von Schroeder van der Kolk[3] ausgebildete Methode der Immersion in Flüssigkeiten in Anwendung. Hiebei wurde in der Regel so verfahren, daß aus zwei passenden Flüssigkeiten ein Medium hergestellt wurde, in welchem die Konturen des zu prüfenden Objektes verschwanden. Der Brechungsexponent der Immmersionsflüssigkeit wurde mit dem kleinen handlichen Mikrofraktometer von Bertrand ermittelt, dessen Skala durch einige Mineralplatten von bekannten Indices ausgewertet wurde.

---

[1] F. Becke: Über die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengteile auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Sitzb. Wiener Akad., Juli 1893.

[2] M. Lévy: Détermination des Feldspaths. I. Paris, 1894.

[3] J. L. C. Schroeder van der Kolk. Tabellen zur mikroskopischen Bestimmung der Mineralien nach ihrem Brechungsindex. Wiesbaden, 1900.

2. Bestimmung der Größe der Doppelbrechung.

Die Bestimmung der Differenz $(\gamma - \alpha)$ beruht auf zwei von einander unabhängigen Messungen:

1. Der Messung des durch eine Platte parallel der Ebene der optischen Axen hervorgebrachten Gangunterschiedes.

2. Der Dickenmessung.

Die Dickenmessung erfolgte in der Regel nicht an demselben Durchschnitt, der zur Bestimmung des Gangunterschiedes gedient hatte, sondern an einem möglichst benachbarten Durchschnitt eines bekannten Minerals von möglichst niedrigem Brechungsexponenten. Quarz oder Alkali-Feldspate wurden am häufigsten verwendet.

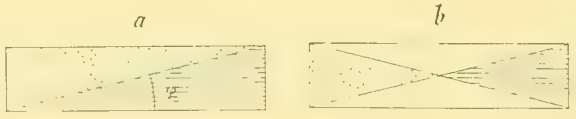
Die Dickenmessung erfolgte nach der von Michel Levy angegebenen Methode[1] durch Einstellung auf die feinen Stäubchen der Ober- und der Unterseite des Durchschnittes und Ablesung der Tubusverschiebung an der geteilten Mikrometerschraube. Die von M. Levy angegebenen Vorsichtsmaßregeln wurden (bis auf die Anwendung roten Lichtes) eingehalten. Besondere Aufmerksamkeit erfordert der tote Gang der Mikrometerschraube; die Einstellungen wurden stets durch Drehung im selben Sinn erreicht. Zu diesen Messungen diente ein Wasser-Immersionssystem. Bei entsprechender Sorgfalt ist es nicht schwer, die Dicke auf 0·001 *mm* genau zu erhalten. Da die Dünnschliffe 0·02 bis 0·03 *mm* dick zu sein pflegen, ist die erreichbare Genauigkeit der Dickenbestimmung 3 bis 5 Prozent. Da die Ermittlung des Gangunterschiedes mit viel größerer Genauigkeit geschehen kann, stellt diese Zahl auch die beiläufige Fehlergrenze in der Bestimmung von $(\gamma - \alpha)$ dar.

Zur Messung des Gangunterschiedes müssen die Durchschnitte parallel der Axenebene ausgesucht werden. Ihre Auffindung ist dadurch erleichtert, daß es die Durchschnitte mit der höchsten Interferenzfarbe sind. Stets wurden sie auf das Vorhandensein des bekannten disymmetrischen Interferenzbildes geprüft und nur solche Schnitte benützt, welche den Mittelpunkt des Systems isochromatischer Kurven nahezu im Mittelpunkt des Gesichtsfeldes zeigten. Wenn man durch Mangel besser orientierter Schnitte genötigt war, einen Schnitt zu verwenden, wo diese Abweichung etwa 5° überstieg, ist dies jedesmal angegeben. Die Zahl für $(\gamma - \alpha)$ ist dann zu klein.

Zur Bestimmung des Gangunterschiedes wurde ausschließlich der Kompensator von Babinet benützt.

Die Einrichtung des Babinet darf als bekannt vorausgesetzt werden. Die Kombination der beiden Quarzkeile (Fig. 1 *a*) wirkt so, als ob zwei entgegengesetzt orientierte Keile mit ihren Schärfen gegen-

Fig. 1.



einander gekehrt wären (Fig. 1 *b*). In der Ruhelage ist die Schneide des Doppelkeiles auf die Mitte des Gesichtsfeldes eingestellt. Hier ist der Gangunterschied 0, daher an dieser Stelle zwischen gekreuzten Nikols ein tiefschwarzer Kompensationsstreif; von der Mitte an folgen nach beiden Seiten in weißem Licht die Farben der Interferenz-Farbenskala entsprechend steigenden Gangunterschieden; in homogenem Licht abwechselnd helle und dunkle Streifen, welch letztere vom Kompensationsstreif nicht zu unterscheiden sind.

[1] M. Lévy et A. Lacroix. Mineraux des roches, p. 59. Paris, 1888.

Durch die mit einem Zählwerk verbundene Mikrometerschraube kann man verschiedene wirksame Quarzdicken in die Mitte des Gesichtsfeldes führen und dadurch hier jeden beliebigen Gangunterschied hervorbringen.

Die Distanz zweier dunkler Streifen im Na-Licht, ausgedrückt in Umdrehungen der Mikrometerschraube, sei δ. Bedeutet n die Höhe eines Schraubenganges in *mm*, φ den Keilwinkel des Kompensators (Fig. 1), ε und ω die Brechungsexponenten des Quarzes für Na-Licht, λ die Wellenlänge des Na-Lichtes, so ist, da der erste dunkle Streif nach dem Kompensationsstreif dort erscheint, wo die wirksame Quarzschichte einen Gangunterschied von einer Wellenlänge hervorruft,

$$n\delta 2 \operatorname{tang} \varphi(\varepsilon - \omega) = \lambda.$$

Von den hier vorkommenden Größen ist δ gemessen, $\lambda = 0{\cdot}0005896$; somit kann das Aggregat $2n \operatorname{tang} \varphi(\varepsilon - \omega)$ berechnet werden. Diese Größe, welche ich mit C bezeichnen will, ändert sich etwas mit der Wellenlänge des angewandten Lichtes. Entnimmt man auch $(\varepsilon - \omega)$ den physikalischen Tabellen $(0{\cdot}0091)$, so läßt sich auch die eigentliche Instrumentkonstante

$$C_0 = 2n \operatorname{tang} \varphi$$

berechnen, welche unabhängig von der Lichtsorte in jede Beobachtung eingeht.

Wenn die Dispersion der Doppelbrechung vernachlässigt werden kann, wie das bei der Beobachtung an Dünnschliffen die Regel ist, so kann die Konstante C, die eigentlich nur für Na-Licht gilt, auch bei der Berechnung von Beobachtungen in weißem Licht angewendet werden. Wie eine kurze Berechnung lehrt, ist der Fehler, den man begeht, kleiner als ein halbes Prozent.

Schaltet man zwischen gekreuzten Nicols unter dem auf die Ruhelage eingestellten Kompensator eine doppelbrechende Platte in Diagonalstellung ein, so wird der Kompensationsstreif verschoben. Durch Drehen der Mikrometerschraube kann der Kompensationsstreif in die Mitte des Gesichtsfeldes zurückgebracht werden. Ist l die Zahl der hiezu erforderlichen Schraubenumdrehungen, so wird in den Gang des Lichtes eine wirksame Quarzschichte gebracht, deren Gangunterschied $l \times C$ gleich und entgegengesetzt ist dem Gangunterschied der zu prüfenden Platte. Dieser ist seinerseits gleich der Dicke derselben d multipliziert mit der Differenz der Brechungsexponenten, die für die beiden die Platte durchsetzenden Wellen gelten $(\gamma - \alpha)$.

Ist die Dicke der Platte bestimmt, so sind in der Gleichung $l.C = d(\gamma - \alpha)$ alle Stücke bis auf $(\gamma - \alpha)$ bekannt, welches berechnet werden kann

$$(\gamma - \alpha) = \frac{lC}{d}.$$

Statt die Verschiebung des Kompensationsstreifs von der Ruhelage aus zu messen, ist es zweckmäßiger, die zu prüfende Platte nach einander in zwei um 90° verschiedene Diagonalstellungen zu bringen. Der Abstand der einmal nach links oben, einmal nach rechts unten verschobenen Kompensationsstreifen ist dann gleich $2l$. Zur Vermeidung toten Ganges ist es gut, sich beiden Einstellungen durch Drehen der Schraube im selben Sinne zu nähern.

Schwierigkeiten verursachen bei der Ermittlung der Stärke der Doppelbrechung starke Absorptionsunterschiede, die die Deutlichkeit der Interferenzstreifen außerordentlich beeinträchtigen. Dann lassen sich brauchbare Beobachtungen nur in sehr dünnen Schnitten machen (dunkle Hornblenden, Biotit).

Mitunter ist die Erkennung des Kompensationsstreifens bei stärkerer Dispersion der Doppelbrechung nicht ganz leicht. Man prüfe dann zuerst sehr dünne Stellen des Durchschnittes, wie sie öfter an auskeilenden Rändern gegeben sind. Hier läßt sich bisweilen das Kompensationsgrau erkennen. Beim Vorschieben des Keils wandert der graue Streifen einwärts von dünneren zu dickeren Stellen und man kann ihn dann öfter bis zur Ausbreitung auf der Fläche des Durchschnittes verfolgen, wo er dann lebhafte

Farbensäume zeigen mag. Bisweilen kann man auch den Charakter der Färbung des Kompensationsstreifens an minder stark doppelbrechenden Schnitten oder Varietäten sich einprägen und erkennt ihn dann auch bei intensiverer Färbung wieder.

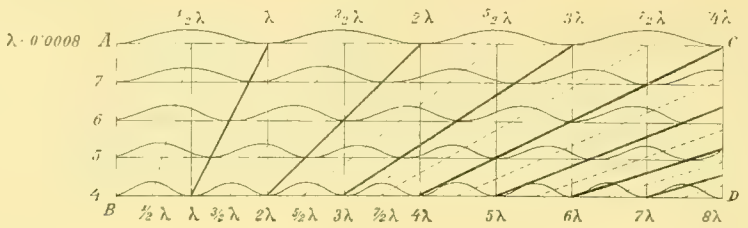
3. Dispersion der Doppelbrechung.

Die Differenz der Brechungsexponenten $(\gamma-\alpha)$ ändert sich mit der Wellenlänge. Meist ist diese Änderung nicht sehr auffallend, manchmal aber doch so merklich, daß sie sich durch gewisse Farbenerscheinungen verrät. Diese sollen zunächst besprochen werden.

Hiezu gehört zunächst die Abweichung der von den Durchschnitten eines Minerals dargebotenen Interferenzfarben von der Normalfolge der Newton'schen Farbenskala, wie sie in einer keilförmigen Luftschichte entsteht.

Die Entstehung dieser Farben kann durch folgendes Diagramm (Fig. 2) veranschaulicht werden:

Fig. 2.



$ABCD$ bedeute eine dünne, keilförmige Luftschichte, die bei AB auskeilt. Ein schmaler spaltförmiger Ausschnitt parallel AC werde glänzend durch weißes Licht beleuchtet und durch ein Beugungsgitter beobachtet. Man würde dann die spektrale Zerlegung der Interferenzfarben vor Augen haben.

An den mit $\lambda, 2\lambda, 3\lambda, \ldots$ bezeichneten Linien würde die größte Dunkelheit, an den dazwischen liegenden $^1/_2\lambda, ^3/_2\lambda, \ldots$ die größte Helligkeit auftreten. Die Zahlen an der linken Seite geben die Wellenlänge der im Beugungsspektrum auseinandergelegten Farben an.

Ein Keil aus einer doppelbrechenden Substanz, bei welchem $(\gamma-\alpha)$ für alle Farben denselben Wert hat, wird zwischen gekreuzten Nicols bei entsprechend gewähltem Keilwinkel dasselbe Linien- und Kurvensystem und daher dieselben Farben geben wie die Luftschichte — daher normale Farben.

Wird $(\gamma-\alpha)$ für die kurzwelligen Strahlen merklich größer als für die langwelligen $(\gamma-\alpha)_{\rho<v}$, so wird folgendes eintreten. Auf der untersten Linie $\lambda = 0{\cdot}0004$ wird die Stelle, wo der Gangunterschied $d(\gamma-\alpha)$ den Wert einer Wellenlänge erreicht, schon früher erreicht werden, auf der oberen Linie $\lambda = 0{\cdot}0008$ später. Die Linie λ wird stärker geneigt sein und ähnlich werden sich alle anderen Linien verhalten. Die Folge davon ist eine größere Lebhaftigkeit der Farben erster Ordnung, welche unter Umständen fast so lebhaft werden können wie die Farben zweiter Ordnung der normalen Skala. Solche Farben nenne ich übernormale Farben.

Schon der Quarz hat etwas übernormale Farben. Etwas übernormal dürften die Farben der meisten Minerale sein. Stark übernormal sind beispielsweise die Farben beim Epidot. Hier und in ähnlichen Fällen ist namentlich das lebhafte lichte Blau der ersten Ordnung charakteristisch, das fast ohne Weiß zu passieren, direkt in ein eigentümlich grelles Hellgelb überschlägt. Das nun folgende Rot erster Ordnung hat bereits den leuchtenden Karminton, den man bei anderen Mineralien erst im Rot zweiter Ordnung findet. Ferner tritt bereits in der zweiten Ordnung ein leuchtendes Grün auf.

Ist umgekehrt die Doppelbrechung für Rot größer als für Blau $(\gamma-\alpha)_{\rho>v}$, so werden sich die Linien $\lambda, 2\lambda, 3\lambda \ldots$ steiler stellen. Wir erhalten erst in der zweiten Ordnung oder noch später diejenige Neigung und infolgedessen jene Farbenmischung, welche in der normalen Farbenfolge bereits in der ersten

Ordnung auftritt. Die Interferenzfarben werden in den ersten Ordnungen matt, stumpf, das Bläulichweiß erster Ordnung ist kaum angedeutet, das Weiß nimmt an Ausdehnung zu, das Gelb erster Ordnung erscheint bräunlich, das Rot erster Ordnung trüb. Dies sind die unternormalen Farben.

Eine gute Vorstellung von dem Aussehen der unternormalen Farben erhält man, wenn man die ersten Farbenstreifen des Babinet'schen Kompensators zwischen parallelen Nicols betrachtet. Sie entsprechen der Linie $^1/_2\lambda$ in dem Diagramm.

Unternormale Farben hat in typischer Entwicklung der Klinochlor und eisenarme Chlorite überhaupt, die Sprödglimmer, manche Hornblenden, Turmaline.

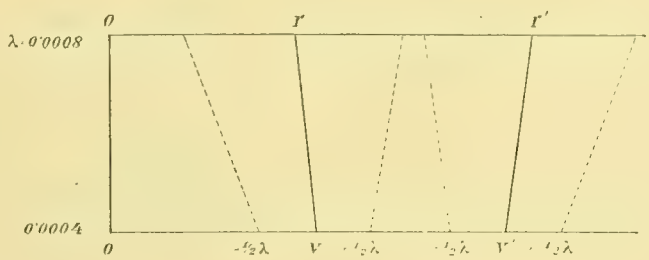
Sie treten auch öfter im Verein mit starker Dispersion des Axenwinkels auf in Schnitten, welche der Ebene der optischen Axen nicht parallel gehen. Ist die Dispersion der optischen Axen $\rho > \upsilon$ um die erste Mittellinie, so werden Schnitte, deren Normalen in den Bereich des spitzen Axenwinkels fallen, unternormale, Schnitte im Bereich des stumpfen Axenwinkels übernormale Farben haben.

Schließlich kommen Fälle vor, wo innerhalb des Spektralbereiches ein Wechsel im Zeichen der Doppelbrechung eintritt. Für eine bestimmte Farbe liefert das Mineral keinen Gangunterschied, für das eine Ende des Spektrums verhält es sich positiv, für das andere negativ. Dann nimmt $(\gamma-\alpha)$ mit der Wellenlänge zunächst bis 0 ab, um dann mit geändertem Vorzeichen wieder zu wachsen. Die Folge davon sind anormale Farben. Sie finden sich unter den gesteinbildenden Mineralien bei manchen Chloriten, Vesuvianen und Melilithen.

Mäßige Grade der Dispersion der Doppelbrechung rufen auch bei der Kompensation mit dem Babinet'schen Kompensator charakteristische Erscheinungen hervor, die man sich an der Hand eines Diagramms leicht klar machen kann.

In Fig. 3 bedeute 00 die Lage des Kompensationsstreifens in der Nullstellung. Nach Einschaltung der doppelbrechenden Platte werde er nach rechts verschoben. Ist die Dispersion von $(\gamma-\alpha)$ größer als die Dispersion $(\varepsilon-\omega)$ im Quarz, so wird die Kompensation im Violett an einer Stelle erfolgen, die weiter von der Nullstellung entfernt ist als im Rot.

Fig. 3.



Denken wir uns die Erscheinung spektral zerlegt, so werden die dunklen Stellen im Farbenband einen geneigten Streifen bilden.

Bezeichnen wir die im roten und violetten Licht bis zur Kompensation erforderlichen Schraubenumdrehungen mit l_ρ und l_υ, mit d die Dicke der Platte, mit C_0 die Instrument-Konstante des Babinet, so ist:

$$(\gamma-\alpha)_\rho d = (\varepsilon-\omega)_\rho l_\rho C_0$$
$$(\gamma-\alpha)_\upsilon d = (\varepsilon-\omega)_\upsilon l_\upsilon C_0$$

und

$$\frac{l_\upsilon}{l_\rho} = \frac{(\gamma-\alpha)_\upsilon}{(\gamma-\alpha)_\rho} : \frac{(\varepsilon-\omega)_\upsilon}{(\varepsilon-\omega)_\rho}.$$

Wenn das Dispersionsverhältnis des Minerales größer als das des Quarzes ist, so wird $l_\upsilon > l_\rho$ und die Neigung des Kompensationsstreifs ist so, wie sie unter $r\upsilon$ gezeichnet ist.

Ist das Dispersionsverhältnis kleiner als bei Quarz, so wird $l_\upsilon < l_\rho$ und die Neigung des Kompensationsstreifens wird durch $r'\upsilon'$ dargestellt.

Im ersteren Falle hat man an der inneren, der Ruhelage zugewendeten Seite des Kompensationsstreifens einen bläulichen, an der Außenseite einen rötlichen (mitunter gelblichen oder bräunlichen) Saum. Im zweiten Falle liegen die Farbensäume umgekehrt. Diese Erscheinungen steigern sich mit der Dicke der Platte.

Wenn man den Analysator um 90° dreht, so treten die Streifen mit einem Gangunterschied von einer halben Wellenlänge farbig hervor; der Unterschied dieser beiden Bänder ist dann öfter deutlicher warhnehmbar als die Farbensäume des Kompensationsstreifens bei gekreuzten Nicols.

Ist das Dispersionsverhältnis größer als bei Quarz, so ist das innere Band lebhafter gefärbt, ist es kleiner, so ist das äußere lebhafter. (Fig. 3 punktierte Linien $-{}^1/_2\lambda$ und $+{}^1/_2\lambda$.) Bei einer Dispersion der Platte gleich der des Quarzes ist kein Unterschied zu merken.

Die Erscheinungen werden noch weiter kompliziert durch eine ungleiche Änderung des Dispersionsverhältnisses in den verschiedenen Spektralbereichen. Hiedurch wird bei spektraler Zerlegung eine Krümmung des Kompensationsstreifens bewirkt. Beim Gips ist das der Fall; hier hat bei Kompensation einer dickeren Gipsplatte durch Quarz der Kompensationsstreif innen einen grünen, außen einen violetten Saum. Dies entspricht einer nach innen konkaven Form des spektral zerlegten Kompensationsstreifens.

4. Messung der Dispersion der Doppelbrechung.

Wie man den Unterschied der Brechungsexponenten für verschiedene Spektralbereiche durch Kombination des Babinet'schen Kompensators mit einem Okularspektroskop messen kann, hat jüngst Herr Dr. C. Hlawatsch in einer im Wiener mineralogischen Universitätsinstitut ausgeführten Arbeit gezeigt.[1]

Die dort angewandte Methode ist für die Arbeiten des Petrographen zu kompliziert und schwierig. Auch die Beleuchtung mit monochromatischem Licht von verschiedener Wellenlänge, wie sie durch Wülfings Spektralapparate ermöglicht ist, wird wohl für die laufenden Arbeiten des Petrographen als zu umständlich befunden werden.

Ich habe den Versuch gemacht, der Dispersion der Doppelbrechung durch Anwendung von Lichtfiltern nachzugehen. Ich benützte ein Rubinglas und ein Kobaltglas. Die Wellenlänge des durchgelassenen Lichtes kann man ein für allemal bestimmen, oder man kann, da insbesondere beim blauen Lichtfilter die Wellenlänge des vorzugsweise wirksamen Lichtes sehr von der Lichtquelle abhängt, diese Wellenlänge im Versuch selbst auf indirektem Wege ermitteln.

Man verfährt so: Nachdem im weißen Licht der Kompensationsstreif eingestellt ist, schiebt man das Lichtfilter vor und stellt den Kompensationsstreif genau ein; ebenso nach Drehung der Platte um 90°. Die Differenz der Ablesungen ist $2l$. Ist nun C_0 die Instrumentkonstante, d die Dicke der Platte, $(\gamma-\alpha)_\lambda$ und $(\varepsilon-\omega)_\lambda$ die Unterschiede der Brechungsexponenten im Mineral und im Quarz für die Wellenlänge λ, so hat man:

$$(\gamma-\alpha)_\lambda = \frac{l C_0 (\varepsilon-\omega)_\lambda}{d}.$$

Auf der rechten Seite des Ausdruckes ist alles bekannt bis auf $(\varepsilon-\omega)_\lambda$. Nimmt man nun den Abstand zweier dunkler Streifen in dem von der Lichtquelle gelieferten und durch das Lichtfilter durchgelassenen Licht δ_λ, so hat hat man

$$\delta_\lambda C_0 (\varepsilon-\omega)_\lambda = \lambda$$

oder

$$\delta_\lambda C_0 = \frac{\lambda}{(\varepsilon-\omega)_\lambda}.$$

Die Größen links sind bekannt, somit kennt man das Verhältnis $\lambda : (\varepsilon-\omega)_\lambda$.

---

[1] Bestimmung der Doppelbrechung für verschiedene Farben an einigen Mineralien. Min. Petr. Mitt. Wien, 21, 107, 1902.

Dieses Verhältnis ändert sich sehr stark mit der Wellenlänge, wie die hier folgende Tabelle zeigt, die nach den Angaben in Landolt-Bernstein's physikalischen Tabellen zusammengestellt ist:

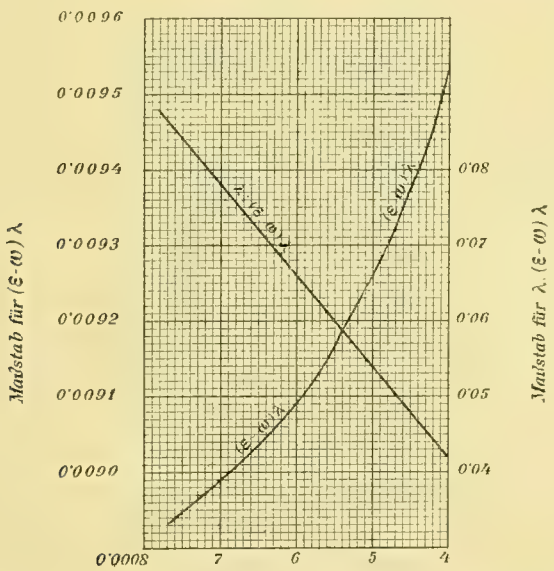
	λ	$\varepsilon - \omega$	$\lambda : (\varepsilon - \omega)$
A	0·000759	0·00894	0·085
B	687	900	76
C	656	903	72
D	589	911	65
E	527	923	57
F	486	930	52
G	431	944	46
h	410	954	43
H	397	959	41

Das Verhältnis $\lambda : (\varepsilon - \omega)$ entspricht fast genau einer linearen Funktion der Wellenlänge. Man kann daher λ berechnen, wenn $\lambda : (\varepsilon - \omega)$ gegeben ist. Die aus obiger Tabelle abgeleitete Formel lautet:

$$\lambda = \frac{\lambda}{\varepsilon - \omega} \cdot 0{\cdot}00834 + 0{\cdot}000049.$$

Noch einfacher ist es, das hier mitgeteilte Diagramm (Fig. 4) zu benützen, welches, über einer Abszisse die Wellenlängen darstellend, die Kurven für $(\varepsilon - \omega)_\lambda$ und das Verhältnis $\lambda : (\varepsilon - \omega)_\lambda$ enthält. Der Gebrauch

Fig. 4.



des Diagramms ist sehr einfach. Aus den Beobachtungen findet man die Größe $\lambda : (\varepsilon - \omega)_\lambda$ für das verwendete Lichtfilter. Man sucht den entsprechenden Punkt der geraden Linie $\lambda : (\varepsilon - \omega)_\lambda$ und findet an der Abszisse die Wellenlänge, an der zweiten Kurve die Differenz der Brechungsexponenten für Quarz für diese Wellenlänge, so daß die Formel für $(\gamma - \alpha)_\lambda$ auf Seite 8 (62) ausgewertet werden kann und nebstbei ist die Wellenlänge des angewendeten Lichtes bekannt.

B. Konoskopische Methoden.

Konoskopische Beobachtungen fanden ausgedehnte Verwendung. Die neuerdings in größerer Zahl erscheinenden Handbücher, welche den Gebrauch des Polarisations-Mikroskops behandeln, ließen mich bemerken, daß die Kenntnis und der vielseitige Gebrauch des Mikrokonoskops noch lange nicht so verbreitet ist, als es die Raschheit und Übersichtlichkeit des konoskopischenArbeitens verdienen würde.

Wenn ich hier die konoskopischen Untersuchungsmethoden ausführlicher behandle, so soll damit kein abträgliches Urteil über das Arbeiten mit der Theodolithmethode ausgesprochen werden, mit welcher Methode die konoskopische vielfach in Konkurrenz treten kann. Im Gegenteil erwähne ich ausdrücklich und dankbar die vielfache Anregung, die ich den Schriften E. von Fedorow's über Theodolithmethode[1] verdanke. Manche von den konoskopischen Methoden sind geradezu Anpassungen der von v. Fedorow gefundenen Sätze an die Arbeitsweise im konvergenten Licht. Der Nachweis, daß viele von den Untersuchungen, deren Durchführbarkeit auf dem allerdings meist etwas zeitraubenden und umständlichen Wege der Theodolithmethode E. von Fedorow gefunden hat, auch auf dem kürzeren, leichteren Wege der konoskopischen Untersuchung erledigt werden können, dürfte aber vielleicht manchem Forscher willkommen sein, und dem weiteren Fortschritt exakter optischer Untersuchungen an den Dünnschliffen der Gesteine die Wege bahnen.

1. Die Geschwindigkeitsellipsen.

Zur Übersicht der Fortpflanzungsgeschwindigkeit und Schwingungsrichtung ebener Wellen in doppelbrechenden Krystallen ist sehr geeignet eine Darstellungsart, die schon in Beer's Einleitung in die höhere Optik enthalten ist, aber bisher in der mineralogischen Literatur trotz ihrer augenscheinlichen Vorzüge keine Beachtung gefunden hat.[2]

In einem optisch zweiaxigen Krystalle haben alle Wellen, deren Normalen mit den optischen Axen Winkel η und η' einschließen, deren Summe $\eta+\eta'$ konstant ist, die gleiche Fortpflanzungsgeschwindigkeit. Die zugehörigen Wellennormalen erfüllen die Oberfläche eines elliptischen Kegels, für den die optischen Axen die Rolle von Brennstrahlen spielen. Die Summe $\eta+\eta'$ variiert von einem Wert $= 2V$ bis zu 180° und den verschiedenen Werten von $\eta+\eta'$ entspricht eine Schaar von konfokalen elliptischen Kegelmänteln, von denen der erste sich auf den zwischen den optischen Axen gelegenen Sektor der Axenebene reduziert, während das andere Extrem der auf der I. Mittellinie senkrechten Kreisebene entspricht.

Wir wollen, um eine bestimmte Vorstellung festzuhalten, einen optisch negativen Krystall betrachten. Dann hat der Komplex von ebenen Wellen, deren Normalen den Sektor zwischen den optischen Axen A und B erfüllen, die mittlere Geschwindigkeit $\frac{v}{\beta}$, wobei v die Geschwindigkeit in der Luft, β den mittleren Brechungsexponenten[3] bedeutet. Dem anderen Extrem, gebildet von den Normalen senkrecht zur ersten Mittellinie α, entspricht die größte Geschwindigkeit $\frac{v}{\alpha}$. Den zwischenliegenden Geschwindigkeitskegeln entsprechen Geschwindigkeiten zwischen $\frac{v}{\alpha}$ und $\frac{v}{\beta}$.

Diese Geschwindigkeitskegel heißen nach Beer Geschwindigkeitskegel erster Art.

---

[1] Universal- (Theodolith-) Methode in der Mineralogie und Petrographie, I. Zeitschr. f. Kryst., 21, 574—678, 1893. II. Ebenda, 22, 229—268, 1894.

[2] August Beer: Einleitung in die höhere Optik. 2. Aufl., bearb. von V. v. Lang, 1882, S. 373ff und S. 304ff.

[3] Die drei Brechungsexponenten eines zweixaigen Krystalls werden hier wie üblich in der Reihenfolge $\alpha < \beta < \gamma$ bezeichnet.

Eine zweite Schaar von konfokalen Geschwindigkeitskegeln hat als Brennstrahlen zwei Axenrichtungen, die den stumpfen Winkel der optischen Axen $180-2V$ umschließen.

Bezeichnet φ und φ' die Winkel, welche die betrachtete Normale mit den Axen A und der Gegenrichtung von B, B' einschließt, so ist $\varphi = \eta$ und $\varphi' = 180-\eta'$. Alle Wellen, deren Normalen eine konstante Summe $\varphi+\varphi'$ liefern, haben wiederum gleiche Lichtgeschwindigkeit. Sie erfüllen wiederum die Mantelfläche eines elliptischen Kegels, der die Axenrichtungen A und B' als Brennstrahlen hat.

Die Summe $\varphi+\varphi'$ hat ein Minimum von $180°-2V$ und ein Maximum von $180°$. Im ersten Fall reduziert sich der Kegel auf den Sektor zwischen A und B'; ihm entspricht die mittlere Geschwindigkeit $\frac{v}{\beta}$. Im zweiten Fall wird der Kegelmantel zur Ebene senkrecht zur zweiten Mittellinie γ und die zugehörige kleinste Geschwindigkeit $\frac{v}{\gamma}$. Den Zwischenlagen entspricht eine Geschwindigkeit zwischen $\frac{v}{\beta}$ und $\frac{v}{\gamma}$.

Dies sind nach Beer die Geschwindigkeitskegeln zweiter Art.

In jeder Normalenrichtung schneiden sich zwei Geschwindigkeitskegel unter einem rechten Winkel. Die Tangentialebenen an die beiden Kegelmäntel halbieren die Winkel zwischen den Ebenen, die durch die Normale und die beiden optischen Axen gelegt werden. Diese Tangential-Ebenen geben somit nach der bekannten Fresnel'schen Regel die Schwingungsrichtungen der beiden in der Richtung der Normale fortschreitenden ebenen Wellen an.

Nun denke man sich um die Geschwindigkeitskegel eine Kugel beschrieben. Jene schneiden die Oberfläche der Kugel in geschlossenen Kurven, die die Durchstoßpunkte der optischen Axen in vier zu je zwei und zwei einander gegenüberliegenden Systemen umziehen. Diese Kurven sind Kugelellipsen, d. i. Kurven, die auf der Oberfläche der Kugel um die Durchstoßpunkte der optischen Axen nach demselben Gesetz konstruiert sind, wie Ellipsen in der Ebene um ihre Brennpunkte. Sie heißen Geschwindigkeitsellipsen.

Nach den eben erörterten Eigenschaften der Geschwindigkeitskegel durchsetzen die Geschwindigkeits-Ellipsen einander unter rechten Winkeln. In jedem Punkt auf der Oberfläche der Kugel, dessen zugehöriger Radius eine Wellennormale darstellt, schneiden sich zwei Geschwindigkeits-Ellipsen unter rechten Winkeln und die in diesem Punkte errichteten Tangenten an die beiden Kugelellipsen, die gleichzeitig die Kugel tangieren, geben die Schwingungsrichtungen der beiden Wellen an.

Denkt man sich die Geschwindigkeits-Ellipsen auf der Kugel in größerer Zahl konstruiert, so daß sie die Kugel wie mit einem Gradnetz überziehen (vergl. hiezu z. B. Fig. 6, S. 17 [71]), so ist dadurch für jeden beliebigen Punkt der Kugel, oder für jede beliebige Richtung im Krystall die Schwingungsrichtung der beiden längs der betrachteten Richtung fortschreitenden Wellen ebenso bestimmt, wie auf einem Erdglobus durch Auftragung des Gradnetzes für jeden Punkt die Orientierung der Weltgegenden bestimmt ist.

Lage und Gestalt der Geschwindigkeits-Ellipsen hängen ab von dem Winkel der optischen Axen $2V$.

Läßt man V kleiner und kleiner werden, so wird beim Übergang zum Grenzwert $V = 0$ für den optisch einaxigen negativen Krystall das System der Geschwindigkeits-Ellipsen erster Art zu einem System von Parallelkreisen um den Axenpunkt als Pol, das System der Geschwindigkeits-Ellipsen zweiter Art zu einem System von Meridianen, die durch den Pol, die optische Axe, laufen. (Fig. 13, 14, 15.)

Wir werden daher in der Folge statt der von Beer gebrauchten Ausdrücke Geschwindigkeits-Ellipse erster und zweiter Art die bezeichnenderen Namen Äquatorial- und Meridian-Ellipsen gebrauchen.

Bei den optisch negativen (einaxigen und zweiaxigen) Krystallen stellen die Tangenten an die Meridian-Ellipsen die Schwingungsrichtungen der rascheren Wellen dar. Für die optisch positiven Krystalle gilt das Umgekehrte.

Man hat also folgende Zusammenstellung:

Optisch negativ.	Optisch positiv.
Meridian-Ellipsen = α-Ellipsen	Meridian-Ellipsen = γ-Ellipsen.
Äquatorial- » = γ- »	Äquatorial- » = α- «

In den Figuren sind die α-Ellipsen durch gestrichelte, die γ-Ellipsen durch punktierte Linien angedeutet.

Den Verlauf der Geschwindigkeit-Ellipsen kann man sich leicht an einem Modell klar machen. Holzkugeln, auf denen die Lage der drei optischen Symmetrie-Ebenen, der drei optischen Symmetrie-Axen, die Axenpunkte bezeichnet, und auf denen die zwei Scharen von Geschwindigkeits-Ellipsen aufgetragen wurden, sind in meinem Institute schon längere Zeit in Gebrauch.

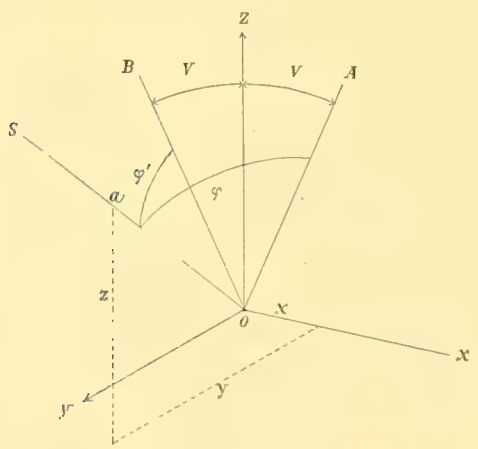
An der Hand eines solchen Modells kann man bereits vielerlei Erscheinungen verfolgen: die rasche Änderung der Schwingungsrichtung in der Nähe der optischen Axen, die langsame Änderung in der Nähe der optischen Normale, der zweiten Mittellinie und der ganzen senkrecht zur ersten Mittellinie liegenden Symmetrie-Ebene. Im Felde in der Nähe der ersten Mittellinie sieht man deutlich zu beiden Seiten der Axenebene die Schwingungsrichtungen sich rasch ändern, während zu beiden Seiten der dazu senkrechten Symmetrie-Ebene die Änderung langsamer erfolgt u. s. w.

2. Die Skiodromen.

Die wertvollste Anwendung gestatten aber die Geschwindigkeits-Ellipsen zur Ableitung der Interferenzbilder. In der Tat erhält man ja die Lage der Schwingungsrichtungen im Interferenzbild, indem man die Kugel mit den eingetragenen Geschwindigkeits-Ellipsen in entsprechender Stellung in das Gesichtsfeld des Konoskops projiziert. Hiebei ist orthogonale Projektion anzuwenden; denn nach den Gesetzen dieser Projektionsmethode sind die Punkte des konoskopischen Gesichtsfeldes mit den Richtungen der Lichtwellen im Krystall verknüpft.

Die Geschwindigkeits-Ellipsen bilden sich im Gesichtsfeld des Konoskops als Kurvensysteme ab, die analytisch ziemlich schwierig zu behandeln sind. Die orthogonalen Projektionen der Geschwindigkeits-Ellipsen im Gesichtsfeld des Konoskops bezeichne ich zur Abkürzung als Skiodromen. [1]

Fig. 5.



Um den Verlauf der Skiodromen zur Ableitung der Isogyren benützen zu können, ist jetzt zunächst folgende Aufgabe zu lösen. Es ist bekannt die Größe des Axenwinkels V und die Orientierung des Krystalls; für einen beliebigen Schnitt soll die Lage der Skiodromen konstruiert werden.

Zunächst soll diese Aufgabe gelöst werden für die Projektion parallel den drei optischen Symmetrie-Axen auf die drei optischen Symmetrie-Ebenen.

Über diese Aufgabe handeln die folgenden Auseinandersetzungen, die ich meinem geschätzten leider früh verstorbenen Kollegen Bobek, Professor der Mathematik an der deutschen Universität Prag, verdanke.

»Die Durchschnittskurve eines Kegels zweiten Grades mit einer Kugel ist eine Raumkurve vierter Ordnung und ihre Projektion auf eine Ebene ist im allgemeinen eine ebene Kurve vierter Ordnung mit zwei Doppel-

[1] Schatten und laufen. Ein Wanderer, der im Gesichtsfeld jeweils der Schwingungsrichtung nachgehen würde, beschreibt jene Kurven.

punkten, also nicht mit Zirkel und Lineal allein konstruierbar. Hat die Kugel den Scheitel des Kegels zum Mittelpunkt, dann ist die Kurve symmetrisch zu drei Ebenen. Je zwei zu der Ebene symmetrisch gelegene Punkte haben daher dieselbe Projektion und die Raumkurve projiziert sich dann als Kegelschnitt (Kurve zweiter Ordnung), der eigentlich doppelt zählt, da jeder Punkt die Projektion von zwei Raumpunkten ist. Doch tritt nicht notwendig der ganze Kegelschnitt auf, sondern teilweise nur Stücke desselben.

Die Bestimmungsstücke der Kegelschnitte ergeben sich durch folgende Rechnung.

Ableitung der Gleichung des Kegels.

In Figur 5 ist $Oxyz$ ein orthogonales Koordinatensystem, OA, OB die in der Ebene Oxz gelegenen Brennstrahlen (die optischen Axen), deren Winkel mit $z = V$, OS eine Seite des Kegels, für den

$$\sphericalangle BOS = \varphi' \qquad \sphericalangle AOS = \varphi$$

und

$$\varphi' + \varphi = 2\alpha \text{ konstant ist mit der Bedingung } \alpha > V.$$

OS bilde mit Ox den Winkel λ	mit $Oy \sphericalangle \mu$	mit $Oz \sphericalangle \nu$
OA bildet » » » » $90-V$	» » 90	» » V
OB » » » » » $90+V$	» » 90	» » $-V$.

Daher ist:

$$\cos\varphi = \cos\lambda . \cos(90-V) + \cos\mu \cos 90 + \cos\nu \cos V$$
$$\cos\varphi' = \cos\lambda . \cos(90+V) + \cos\mu \cos 90 + \cos\nu \cos(-V)$$

oder

$$\left.\begin{aligned} \cos\varphi &= \cos\lambda \sin V + \cos\nu \cos V \\ \cos\varphi' &= -\cos\lambda \sin V + \cos\nu \cos V \end{aligned}\right\} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots 1)$$

Aus $2\alpha = \varphi + \varphi'$ folgt:

$$\cos 2\alpha = \cos(\varphi+\varphi') = \cos\varphi \cos\varphi' - \sin\varphi \sin\varphi'$$

oder

$$(\cos 2\alpha - \cos\varphi \cos\varphi')^2 = \sin^2\varphi \sin^2\varphi'$$

und ausgeführt:

$$\cos^2 2\alpha - 2\cos 2\alpha \cos\varphi \cos\varphi' = 1 - \cos^2\varphi - \cos^2\varphi'.$$

Führt man nun für $\cos\varphi$ und $\cos\varphi'$ die Werte aus 1) ein, so folgt:

$$-1 + \cos^2 2\alpha = 2\cos 2\alpha (\cos^2\nu \cos^2 V - \cos^2\lambda \sin^2 V) - 2\cos^2\lambda \sin^2 V - 2\cos^2\nu \cos^2 V,$$

oder da

$$\begin{aligned} -1 + \cos^2 2\alpha &= -\sin^2 2\alpha \\ -4\sin^2\alpha \cos^2\alpha &= 2\cos^2 V \cos^2\nu (\cos 2\alpha - 1) - 2\sin^2 V \cos^2\lambda (\cos 2\alpha + 1) \\ \cos 2\alpha - 1 &= -2\sin^2\alpha, \\ \cos 2\alpha + 1 &= 2\cos^2\alpha, \\ \sin^2\alpha \cos^2\alpha &= \cos^2\nu \cos^2 V \sin^2\alpha + \cos^2\lambda \sin^2 V \cos^2\alpha \quad \ldots\ldots\ldots\ldots 2) \end{aligned}$$

Ist a, Fig. 5, ein beliebiger Punkt der Kegelkante OS mit den Koordinaten x, y, z, so wird

$$\cos\lambda = \frac{x}{\sqrt{x^2+y^2+z^2}}, \qquad \cos\mu = \frac{y}{\sqrt{x^2+y^2+z^2}}, \qquad \cos\nu = \frac{z}{\sqrt{x^2+y^2+z^2}}.$$

Setzt man diese Werte für cos λ und cos ν in (2) ein und schafft die Nenner weg, so ergibt sich

$$x^2 . \sin^2 V \cos^2\alpha + y^2 . \cos^2 V \sin^2\alpha - (x^2+y^2+z^2) \sin^2\alpha \cos^2\alpha = 0$$
$$x^2 \cos^2\alpha (\sin^2 V - \sin^2\alpha) + z^2 \sin^2\alpha (\cos^2 V - \cos^2\alpha) - y^2 \sin^2\alpha \cos^2\alpha = 0$$

oder da

$$\sin^2 V - \sin^2\alpha = \cos^2\alpha - \cos^2 V$$

negativ ist, wenn man durch

$$-\sin^2\alpha \cos^2\alpha (\cos^2 V - \cos^2\alpha)$$

die ganze Gleichung dividiert, erhält man die Gleichung des Kegels

$$\frac{x^2}{\sin^2\alpha} + \frac{y^2}{\cos^2 V - \cos^2\alpha} - \frac{x^2}{\cos^2\alpha} = 0 \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots 3)$$

Die Gleichung der konzentrischen Kugel ist:

$$x^2+y^2+z^2-r^2 = 0 \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots 4)$$

Für die Durchschnittskurve gelten (3) und (4) gleichgeitig.

Projektion der Durchschnittskurve auf die drei Symmetrie-Ebenen.

Will man die Projektion auf eine der drei Symmetrie-Ebenen erhalten, so hat man aus den Gleichungen die entsprechende Ordinate zu eliminieren.

1. Projektion parallel zur z-Axe.

(Axe des Kegels.)

Man multipliziere (3) mit $\cos^2\alpha$ und addiere hiezu (4), das gibt:

$$x^2 (1+\cos^2\alpha) + y^2 \left(1 + \frac{\cos^2\alpha}{\cos^2 V - \cos^2\alpha}\right) - r^2 = 0$$

oder

$$\frac{x^2}{r^2 \sin^2\alpha} + \frac{y^2}{r^2 \frac{\cos^2 V - \cos^2\alpha}{\cos^2 V}} - 1 = 0$$

das heißt, die Projektion ist eine Ellipse mit den Axen

$$a = r \sin\alpha, \qquad b = r \frac{\sqrt{\cos^2 V - \cos^2\alpha}}{\cos V}; \qquad a > b.$$

2. Projektion parallel zur y-Axe.

Man multipliziert (3) mit $(\cos^2 V - \cos^2\alpha)$ und subtrahiert von (4), so wird

$$\frac{x^2}{r^2 \frac{\sin^2\alpha}{\sin^2 V}} + \frac{z^2}{r^2 \frac{\cos^2\alpha}{\cos^2 V}} - 1 = 0.$$

Also ist die Projektion eine Ellipse mit den Axen

$$a = r \frac{\sin\alpha}{\sin V} +; \; c = \frac{\cos\alpha}{\cos V}, \qquad a > c.$$

3. Projektion parallel zur x-Axe.

Man multipliziert (3) mit $\sin^2\alpha$ und subtrahiert von (4), so wird

$$\frac{z^2}{r^2\cos^2\alpha} - \frac{y^2}{r^2\frac{\cos^2 V-\cos^2\alpha}{\sin^2 V}} - 1 = 0.$$

Die Projektion einer Hyperbel mit der

reellen Axe $c = r\cos\alpha$.

imaginären Axe $b = \frac{r\sqrt{\cos^2 V-\cos^2\alpha}}{\sin V}$.

Im Falle (1) ist die ganze Ellipse Projektion der Raumkurve. Im Falle (2) sind bloß jene Teile der Ellipse Projektionen der Raumkurve, welche zwischen den Geraden

$$\frac{x}{\sin\alpha} + \frac{z}{\cos\alpha} = 0 \text{ und } \frac{x}{\sin\alpha} - \frac{z}{\cos\alpha} = 0$$

liegen, und zwar in jenem Winkelraume, in welchem die z-Axe liegt. Im Falle (3) enthalten die Teile der Hyperbel, welche zwischen den Geraden

$$\frac{y}{\sqrt{\cos^2 V-\cos^2\alpha}} + \frac{z}{\cos\alpha} = 0 \text{ und } \frac{y}{\sqrt{\cos^2 V-\cos^2\alpha}} - \frac{z}{\cos\alpha} = 0.$$

in dem Winkelraume, in dem sich die z-Axe befindet, Projektionen von Punkten der Raumkurve.«

Die vorstehende Darlegung bedarf noch einer Vervollständigung. An unserer Projektionskugel haben wir zwei Systeme von Geschwindigkeits-Ellipsen, die einander rechtwinkelig durchsetzen. Das System der Äquatorial-Ellipsen hat als Brennstrahlen die optischen Axen A, B mit dem Winkel $2V$ und seine Axe in z. Das System der Meridian-Ellipsen hat seine Brennstrahlen in A, B' mit dem Winkel $2(90-V)$ und seine Axe in x.

Bezeichnen wir die konstante Winkelsumme für die Meridian-Ellipsen mit $2\alpha'$, für die Äquatorial-Ellipsen mit 2α, so ergeben sich folgende Bestimmungsstücke der Kegelschnitte in den Projektionen auf die drei Symmetrie-Ebenen.

1. Projektion parallel der Axe z.

(Schnitt senkrecht auf die erste Mittellinie.)

Die Äquatorial-Skiodromen liefern Ellipsen mit der

in x liegenden großen Axe $a = \sin\alpha$

» y » kleinen » $b = \frac{\sqrt{\cos^2 V-\cos^2\alpha}}{\cos V}$.

Die Meridional-Skiodromen liefern Hyperbeln mit der

in x liegenden reellen Axe $a' = \cos \alpha'$

» y » imaginären » $b' = \frac{\sqrt{\sin^2 V - \cos^2 \alpha'}}{\cos V}$.

2. Projektion parallel der y-Axe.

(Schnitt parallel der Axenebene.)

Die Äquatorial-Skiodromen liefern Ellipsen-Stücke mit der

in der x-Axe liegenden großen Axe $a = \frac{\sin \alpha}{\sin V}$

» » z- » » kleinen » $c = \frac{\cos \alpha}{\cos V}$.

Die Meridional-Skiodromen liefern Ellipsen-Stücke mit der

in der z-Axe liegenden großen Axe $c' = \frac{\sin \alpha'}{\cos V}$

» » y- » » kleinen » $a' = \frac{\cos \alpha'}{\sin V}$.

3. Projektion parallel der x-Axe.

(Schnitt senkrecht auf die zweite Mittellinie.)

Die Äquatorial-Skiodromen sind Hyperbeln mit der

in der z-Axe liegenden reellen Axe $c = \cos \alpha$

» » y- » » imaginären » $b = \frac{\sqrt{\cos^2 V - \cos^2 \alpha}}{\sin V}$.

Die Meridional-Skiodromen liefern Ellipsen mit der

in der z-Axe liegenden großen Axe $c' = \sin \alpha'$

in der z-Axe liegenden kleinen Axe $b' = \frac{\sqrt{\sin^2 V - \cos^2 \alpha'}}{\sin V}$.

Um eine Übersicht über die Änderungen der Schwingungsrichtungen im Gesichtsfeld zu erhalten müssen so viele Kurven eingetragen werden, daß das Gesichtsfeld davon wie mit einem Gradnetz überspannt wird. Zu diesem Behufe muß man die für jede einzelne Ellipse konstante Winkelsumme 2α oder $2\alpha'$ nach irgend einer Regel variieren lassen.

Als zweckmäsig hat sich herausgestellt nicht α oder α' als unabhängig variable zu behandeln, sondern als solche den Winkel einzuführen, der der kleineren Axe der Kugel-Ellipse entspricht. Wir wollen ihn mit β bezeichnen. Er ist mit V, α und α' durch die Beziehung verknüpft:

$$\cos \alpha = \cos V \cos \beta, \qquad \cos \alpha' = \sin V \cos \beta.$$

Die Ausdrücke für die Konstanten der Skiodromen in den drei Projektionen werden dann:

1. Projektion parallel der z-Axe (senkrecht zur 1. Mittellinie) Fig. 6.

Äquatorial-Skiodromen (Ellipsen)[1]

$$a = \sqrt{1 - \cos^2 V \cos^2 \beta}$$
$$b = \sin \beta.$$

Meridian-Skiodromen (Hyperbeln)

$$a' = \sin V \cos \beta$$
$$b' = \operatorname{tang} V \sin \beta.$$

Fig. 6.

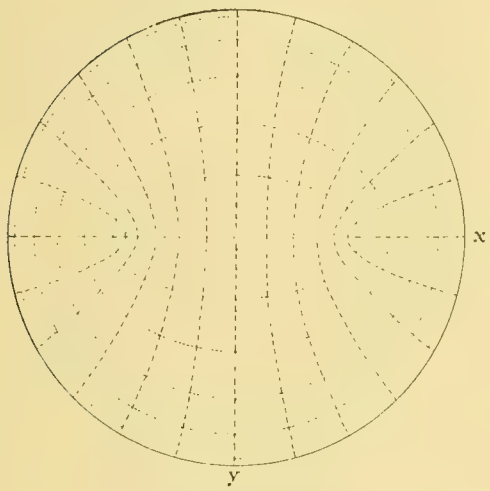
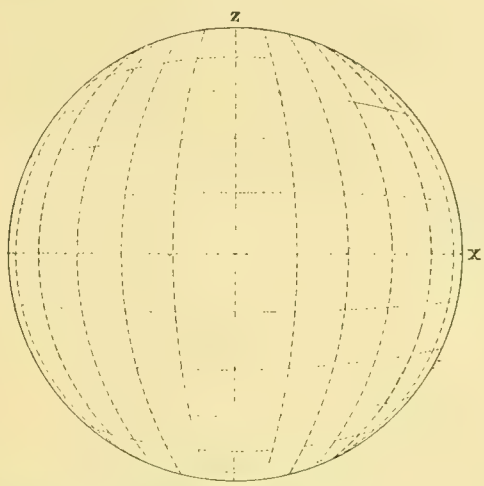


Fig. 7.



2. Projektion parallel der y-Axe (parallel zur Axenebene) Fig. 7.

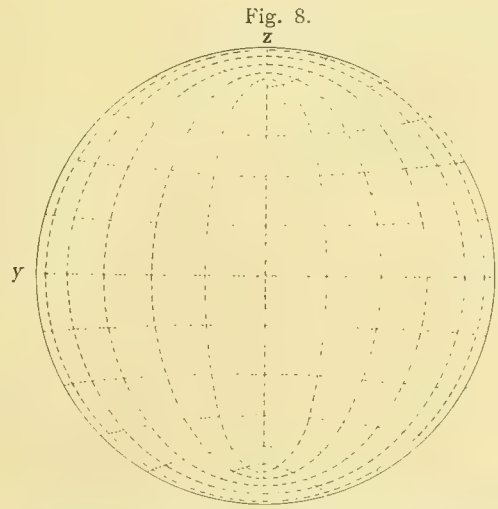
Äquatorial-Skiodromen (Ellipsen)[2]

$$a = \frac{\sqrt{1 - \cos^2 V \cos^2 \beta}}{\sin V}$$
$$c = \cos \beta.$$

Meridian-Skiodromen (Ellipsen)[2]

$$c' = \frac{\sqrt{1 - \sin^2 V \cos^2 \beta}}{\cos V}$$
$$a' = \cos \beta.$$

Fig. 8.



3. Projektion parallel der x-Axe (senkrecht zur 2. Mittellinie) Fig. 8.

Äquatorial-Skiodromen (Hyperbeln)

$$c = \cos V \cos \beta$$
$$b = \cos V \sin \beta.$$

Meridian-Skiodromen (Ellipsen)[2]

$$c' = \sqrt{1 - \sin^2 V \cos^2 \beta}$$
$$b' = \sin \beta.$$

---

[1] Für die Rechnung bequemer ist es zuerst aus $\cos \alpha = \cos V \cos \beta$ α zu suchen und die Formel von Seite 15 [69] zu benützen.

[2] Auch hier empfiehlt es sich zuerst α zu berechnen und die Formeln Seite 16 [70] zu benützen.

Unter Benützung dieser Formeln sind die Figuren 6—8 gezeichnet, welche die Skiodromen für $2V = 60°$ darstellen, wobei $\beta = 15, 30, 45, 60, 75°$ angenommen wurde. Wenn die punktierten Skiodromen den Schwingungsrichtungen der langsameren Wellen entsprechen (γ'-Skiodromen), die gestrichelten denen der rascheren (α'-Skiodromen), so veranschaulichen die Figuren die Verhältnisse eines optisch negativen Krystalls. Wechselt die Bedeutung der punktierten und gestrichelten Skiodromen, so hat man die Verhältnisse eines positiven Krystalls. Die Figuren 9 und 10 stellen die Skiodromen für $2V = 90°$

Fig. 9.

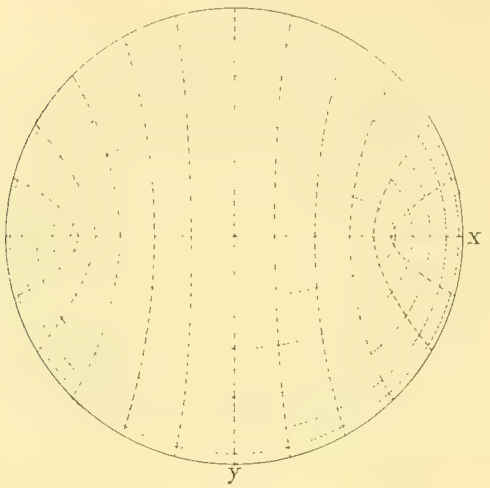
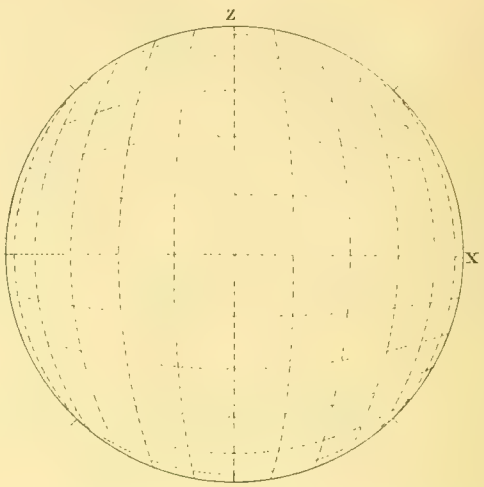


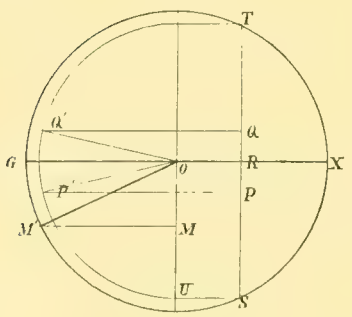
Fig. 10.



dar. Zwischen der Projektion parallell z und x ist hier kein weiterer Unterschied als der, daß die punktierten und gestrichelten Kurven ihre Bedeutung austauschen. Gezeichnet ist der Schnitt senkrecht auf die Mittellinie α.

Jede der abgeleiteten Projektionen gibt eindeutig die Lage der Durchschnittspunkte der zwei Scharen von Geschwindigkeits-Ellipsen auf der Kugel. Es unterliegt nun gar keiner Schwierigkeit, das System dieser Durchschnittspunkte auch für beliebige andere Stellungen der Kugel in orthogonaler Projektion abzuleiten.

Fig. 11.



Hier folgt die einfache Regel, nach der sich diese Aufgabe graphisch lösen läßt (vergl. Fig. 11).

P ist ein beliebiger Punkt auf der Kugel in orthogonaler Projektion. Die beabsichtigte Drehung der Kugel sei bestimmt durch die Projektion desjenigen Punktes der Kugeloberfläche, der nach der Drehung in der Mitte der Projektion liegen soll: M. Dann ist $GX \perp OM$ die Drehungsaxe und der Punkt P bewegt sich auf den Parallelkreis SRT, der in orthogonaler Projektion als Gerade parallel OM erscheint. Um die vom Punkt P während der Drehung zurückgelegte Strecke zu bestimmen, denke man sich den Parallelkreis um SR um 90° umgeklappt; man ziehe zu diesem Zwecke um O einen Kreisbogen mit dem Radius $OU = RS$; ziehe MM', $PP' // GX$, mache $\sphericalangle P'OQ' = \sphericalangle M'OG$, ziehe endlich $Q'Q // GX$, so ist Q der Ort von P nach der Drehung.

Die Aufgabe läßt sich auch mit Hilfe der stereographischen Netze lösen. Hiezu ist erforderlich, die Punkte des Skiodromen-Netzes in stereographische Projektion zu übertragen.

Dies kann auf graphischem Wege geschehen. Das Azimut eines Punktes in stereographischer und orthogonaler Projektion ist gleich. Legt man ferner der stereographischen Projektion einen doppelt so großen Radius zugrunde, so fallen die in der Nähe der Mitte liegenden Punkte nahezu zusammen; man hat also nur kleine Korrekturen anzuwenden. Die Zentraldistanz in orthogonaler Projektion ist für den

Winkelabstand δ gleich $d_0 = r \sin \delta$, für die stereographische von doppeltem Radius $d_s = 2r \operatorname{tang} \frac{\delta}{2}$. Hieraus ergibt sich

$$d_0 = d_s \cos^2 \frac{\delta}{2}.$$

Zum Zwecke raschen Arbeitens verzeichnet man zweckmäßig auf Millimeterpapier zwei Kurven, welche als Abszissen die Winkel in Graden, als Ordinaten einerseits d_0, anderseits d_s haben. Da die üblichen stereographischen Netze $10cm$ Radius haben, ist es zweckmäßig, die orthogonale Projektion im Maßstabe $r = 5cm$ zu zeichnen.

Für diese Größenverhältnisse gelten dann folgende Werte:

δ	d_0 in mm	d_s in mm
5°	4·36	4·37
10	8·69	8·75
15	12·94	13·17
20	17·10	17·63
25	21·13	22·17
30	25·00	26·79
35	28·63	31·53
40	32·14	36 40
45	35·04	41·42
50	38·30	46·63
55	40·96	52·06
60	43·30	57·74
65	45·32	63·71
70	46·98	70·02
75	48·29	76·73
80	49·24	83·91
85	49·81	91·63
90	50·00	100·00

Man kann endlich auch die Netzpunkte des Skiodromennetzes direkt in ein stereographische Netz eintragen, indem man aus der S. 13 [67] angegebenen Gleichung (2) die Kugel-Koordinaten berechnet.

Bezeichnet 2α die Winkelsumme der Äquatorial-Ellipse, $2\alpha'$ die der Meridional-Ellipse, deren Durchschnittspunkt gesucht wird, bedeutet ferner ν den Winkel zwischen dem Durchschnittspunkt und dem Pol der z-Axe, λ den Winkel mit der x-Axe, so ergibt die Auswertung folgende Formeln:

$$\cos^2 \lambda = \frac{\sin^2 \alpha_1 - \cos^2 \alpha}{\sin^2 V (\operatorname{tang}^2 \alpha_1 - \cos^2 \alpha)}, \qquad \cos^2 \nu = \frac{\sin^2 \alpha - \cos^2 \alpha_1}{\cos^2 V (\cos^2 \alpha_1 - \operatorname{tang}^2 \alpha)}.$$

Hieraus folgt dann weiter für den Abstand μ von der y-Axe:

$$\cos^2 \mu = 1 - \cos^2 \lambda - \cos^2 \nu.$$

Für die Konstruktion bequem sind die Winkel zwischen den von den Axenpolen zum Durchschnittspunkt gezogenen Großkreisen und den Symmetrie-Ebenen.

Bezeichnen wir den Winkel

zwischen xy und λ mit φ,
„ yz „ μ „ χ,
„ zx „ ν „ ψ,

so ist:

$$\cos\varphi = \frac{\cos\mu}{\sin\lambda}, \quad \cos\chi = \frac{\cos\nu}{\sin\mu}, \quad \cos\psi = \frac{\cos\lambda}{\sin\nu}.$$

Zur Kontrolle dient:

$$\operatorname{tang}\varphi \operatorname{tang}\chi \operatorname{tang}\psi = 1.$$

3. Ableitung der Isogyren aus den Skiodromen.

Die vorstehenden Darlegungen setzen uns in den Stand, für jeden beliebigen Schnitt eines Krystalls das Netz der Skiodromen zu zeichnen. Wir erhalten zwei Systeme einander in der Mitte des Gesichtsfeldes rechtwinkelig durchsetzender Kurven. Am Rande des Gesichtsfeldes schneiden sich die Skiodromen nicht mehr genau rechtwinkelig, hier haben wir zwischen gekreuzten Nikols nicht mehr geradlinig polarisiertes, sondern elliptisch polarisiertes Licht.

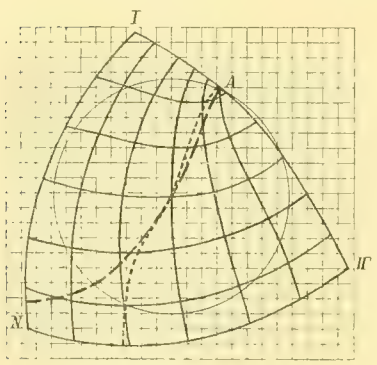
Die Größe des zentralen Ausschnittes, die für die Ableitung der Isogyren in Betracht kommt, hängt ab von der Apertur des konoskopischen Apparates und von dem mittleren Brechungsexponenten der untersuchten Platte. Ist die numerische Apertur des Konoskops $2A$ und der Brechungsexponent des Krystalls n, so ist $\frac{A}{n}$ der Radius des Ausschnittes, den das Konoskop zu übersehen gestattet.

Die Skiodromen geben nun Aufschluß und Übersicht über die zwischen gekreuzten Nikols auftretenden dunklen Balken (Isogyren): Alle Punkte des Gesichtsfeldes, wo die Tangente oder Normale einer Skiodrome einem der rechtwinkelig gekreuzten Nikolhauptschnitte parallel geht, gehören der Isogyre an.

Um praktisch aus dem Skiodromennetz die Isogyre abzuleiten, verwende ich ein auf durchscheinendes Papier gezeichnetes rechtwinkeliges Gitter. Legt man es über das Netz der Skiodromen, so kann man leicht die Punkte aufsuchen, wo die Skiodromen die Linien des Nikolgitters tangieren. Indem man die gefundenen Punkte durch einen stetigen Linienzug verbindet, erhält man die Isogyre (vergl. Fig. 12).

Indem man das Skiodromennetz unter dem Nikolgitter dreht in derselben Weise, wie im Mikroskop die Platte zwischen feststehenden Nikols gedreht wird, erhält man auch die Verschiebungen und Gestaltveränderungen, welche die Isogyre bei dieser Operation erfährt. Hiebei sind die aufeinanderfolgenden Lagen der Isogyre auf das feststehende Nikolgitter zu verzeichnen.

Fig. 12.



Man kann die Ableitung auch jenem Typus von Mikroskopen anpassen, wo die Platte fix bleibt, und die gekreuzten Nikols gleichartig gedreht werden. Man hätte dann als Unterlage das Nikolgitter zu verwenden und das Skiodromennetz auf durchscheinendes Papier zu zeichnen, sodann das Nikolgitter unter dem festgehaltenen Netz zu drehen und die Isogyrenlagen auf diesem zu fixieren.

In der Folge ist immer der erste Vorgang vorausgesetzt. Wer mit dem Mikroskop mit gleichartig drehbaren Nikols zu arbeiten gewohnt ist, wird sich die entsprechenden Regeln leicht selbst ableiten können.

Bei dieser Ableitung macht man bald die Erfahrung, daß infolge der am Rande nicht mehr rechtwinkeligen Durchschneidung der Skiodromen die Isogyren nicht gleich ausfallen, je nachdem man zu ihrer Ableitung die Meridian- oder Äquatorial-Skiodromen benutzt. Man erhält zwei Partial-Isogyren, die in der Mitte des Gesichtsfeldes allerdings sich decken, gegen den Rand hin aber beträchtlich von einander abweichen und bei einem Gesichtsfeld von 30—40° um viele Grade auseinanderlaufen. Dies unterbleibt dort, wo die Lage der Isogyre durch die Symmetrie festgelegt ist, sowie in der Nähe der optischen Axen, wird aber dort sehr auffallend, wo die Skiodromen nur schwach gekrümmt sind, in der Nähe der Mittellinien, der optischen Normalen und der zwischen diesen gespannten optischen Symmetrie-Ebenen.

In dem Raum zwischen zusammengehörigen Partial-Isogyren vollziehen sich dann die Interferenzen infolge des Gangunterschiedes anders als in dem Raume außerhalb derselben, und zwar entspricht der Fortsetzung einer isochromatischen Kurve in den Raum zwischen den Partial-Isogyren ein um $^1/_2\lambda$ verminderter Gangunterschied oder mit anderen Worten die Fortsetzung einer isochromatischen Kurve in den Raum zwischen den Partial-Isogyren zeigt die Komplementärfarbe.[1]

Auf diese Erscheinungen soll hier nicht weiter eingegangen werden, da sie weiter keine praktische Bedeutung haben; als resultierende Isogyre werden wir in der Folge einfach die mittlere Lage zwischen den beiden Partial-Isogyren annehmen.

Wenn wir die Skiodromen in der Mitte des Gesichtsfeldes mit den Nikol-Hauptschnitten parallel stellen, so geht die Isogyre durch den Mittelpunkt des Gesichtsfeldes. Diese Lage der Isogyre soll die zentrale Isogyre heißen. Praktisch finden wir sie in größter Schärfe, wenn wir die Platte in parallelem Licht auf Dunkel einstellen und dann zur konoskopischen Beobachtung übergehen.

Die zentrale Isogyre kann nun entweder gerade oder krumm sein, sie kann im ersten Falle mit einem Nikolhauptschnitt zusammenfallen oder mit ihm einen kleineren oder größeren Winkel einschließen. Sie kann bei der Drehung des Tisches verschiedenartige Verschiebungen und Gestaltveränderungen erleiden. Es können unter Umständen zwei getrennte Isogyren auftreten.

Im folgenden soll zunächst eine Übersicht dieser Erscheinungen je nach den möglichen Schnittlagen an einaxigen und zweiaxigen Krystallen gegeben werden.

Einaxige Krystalle.

1. Schnitt senkrecht zur optischen Axe (vergl. Fig. 13). Die Ableitung des dunklen Kreuzes, dessen Arme bei Drehung der Platte fest bleiben, bei gleichzeitiger Drehung beider Nikols sich gleichsinnig und

Fig. 13.

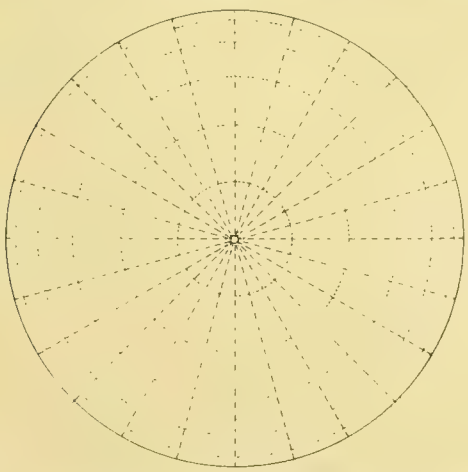
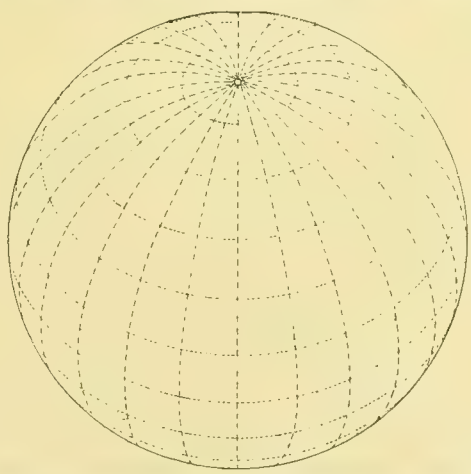


Fig. 14.



gleich rasch mitdrehen, bedarf wohl keines Kommentares. Ist der Schnitt nicht genau senkrecht zur Axe, aber der Axenpunkt noch im Gesichtsfeld, so wandert bei Drehung der Platte der Mittelpunkt des Kreuzes

[1] Vergl. »Lotos« 1897. Die von der Theorie geforderten und subjektiv leicht wahrnehmbaren Erscheinungen sind bisher noch nicht objektiv dargestellt worden.

um die Mitte des Gesichtsfeldes und die Arme erfahren außer einer Parallelverschiebung auch eine kleine Richtungsänderung, welche allerdings nur bei beträchtlicher Schiefe des Schnittes und entsprechend großer Apertur des Objektes merklich wird.

2. Schnitte, schief zur optischen Axe (vergl. Fig. 14). Alle derartigen Schnitte verhalten sich insoferne ähnlich, als das Skiodromen-Netz monosymmetrisch ist zum Hauptschnitt. Man kann immer unterscheiden die Meridian-Skiodromen, die nach der Axe zu konvergieren und von denen eine gerade gestreckt durch die Mitte des Gesichtsfeldes zieht; und die Äquatorial-Skiodromen, die mehr oder weniger konzentrisch durch das Gesichtsfeld laufen. Stellt man die zentralen Skiodromen auf Dunkel, so erhält man als zentrale Isogyre einen geraden Balken, der mit einem Nikol-Hauptschnitt parallel läuft und das Gesichtsfeld symmetrisch halbiert. Er fällt mit der Projektion der Axe und mit der zentralen Meridian-Skiodrome zusammen.

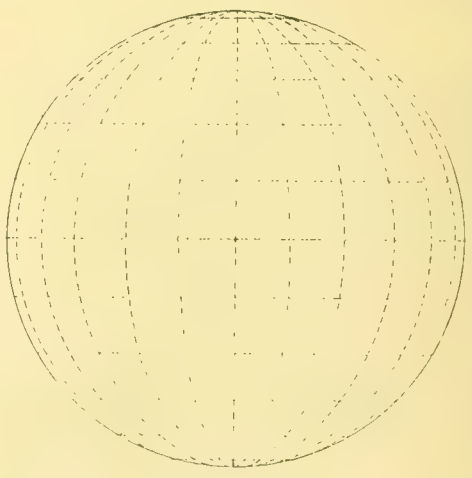
An dieser Isogyre kann man zwei Enden unterscheiden. Bei Drehung der Platte verschiebt sich die Isogyre, und zwar in der Weise, daß das eine Ende sich mit der Drehung des benachbarten Tischrandes im gleichen Sinne bewegt: homodromes Ende, während das andere Ende der Bewegung des benachbarten Tischrandes entgegen wandert: das antidrome Ende.

Eine kurze Überlegung läßt erkennen, daß das homodrome Ende sich dort befindet, wo die Äquatorial-Skiodromen ihre Konvexität der Mitte des Gesichtsfeldes zuwenden, während am antidromen Ende die Konvexität nach außen gerichtet ist. Gegen das homodrome Ende konvergieren die Meridian-Skiodromen, gegen das antidrome divergieren sie. Dies gilt ganz allgemein. Bei optisch einaxigen Krystallen ist das homodrome Ende nach jener Seite gerichtet, nach welcher die optische Axe von der Schnittnormalen abweicht.

Bei geringer Schiefe des Schnittes können alle Meridian-Skiodromen als gerade Linien, die Äquatorial-Skiodromen als konzentrische Kurven betrachtet werden. Die Isogyre verschiebt sich dann bei Drehung des Präparates parallel mit sich selbst und mit dem Nikol-Hauptschnitt und bleibt annähernd gerade.

Bei größerer Schiefe sind auch die Meridian-Skiodromen merklich gekrümmt, und die Äquatorial-Skiodromen sind nicht mehr konzentrisch, sondern gegen die Axe zu, am homodromen Ende der Isogyre stärker gekrümmt als am antidromen Ende. Dann erfolgt die Verschiebung des schwarzen Balkens am antidromen Ende rascher als am homodromen und die Isogyre scheint bei der Plattendrehung hin- und herzupendeln. Die in manchen Büchern vorhandene Angabe, daß bei schiefen Schnitten der schwarze Balken einaxiger Krystalle stets gerade durch das Gesichtsfeld wandere, ist unrichtig.

Fig. 15.



Jeder schiefe Schnitt eines einaxigen Krystalles liefert eine gerade zentrale symmetrisch halbierende Isogyre parallel einem Nikol-Hauptschnitt. Dieses Verhalten läßt die Einaxigkeit eines Minerales auch dann mit Sicherheit erkennen, wenn unter den geprüften Durchschnitten keiner sein sollte, der das charakteristische vierarmige Kreuz zeigt.

3. Schnitte parallel zur Axe (vergl. Fig. 15). Die Meridian-Skiodromen treten hier mit sehr flacher doppelter Krümmung auf; der zentralen geraden Meridian-Skiodrome schließen sich beiderseits flach und gegen innen konkav gekrümmte an. In der Axenrichtung konvergieren sie nach beiden Seiten. Die Äquatorial-Skiodromen erscheinen als eine Schar paralleler Geraden.

Fällt der Hauptschnitt mit der Schwingungsrichtung eines Nikols zusammen, so entsteht ein schwarzes Kreuz, während in den vier Quadranten elliptisch polarisiertes Licht schwache Aufhellung

bewirkt. Bei einer kleinen Drehung der Platte muß über das ganze Gesichtsfeld eine schwache Aufhellung erfolgen vermöge der Äquatorial-Skiodromen. Die Konstruktion der Partial-Isogyren an den Meridian-Skiodromen liefert ein Paar von Hyperbeln von ähnlicher Lage und Gestalt, wie sie von Platten senkrecht zur zweiten Mittellinie zweiaxiger Krystalle bekannt sind.

Die Beobachtung lehrt, daß tatsächlich in der Normalstellung ein verwaschenes schwarzes Kreuz zum Vorschein kommt, das umso deutlicher ist, je größer die Apertur des Objektivs. Man erkennt auch leicht den schärfer begrenzten Axenbalken und den breiteren verschwommenen Mittelbalken.

Bei einer kleinen Drehung erfolgt die Zerlegung in Hyperbeln, wie die Konstruktion der Isogyren an den Meridian-Skiodromen voraussehen läßt; aber die Hyperbeln sind nicht schwarz, sondern grau und verlieren, noch ehe sie aus dem Gesichtsfeld austreten, sehr rasch an Intensität.

Dieselbe Erscheinung, nur etwas verschoben, tritt auch noch ein in Schnitten, die von der Lage parallel zur Axe um ein kleines abweichen. Nur der Axenbalken geht dann durch die Mitte des Gesichtsfeldes; der Mittelbalken ist seitlich verschoben.

Axenbalken und Mittelbalken sind nicht nur durch die symmetrische Lage des ersteren und durch seine schärfere Begrenzung, sondern auch dadurch von einander unterscheidbar, daß beim Übergang vom Kreuz zum Hyperbelpaare der Axenbalken sich homodrom, der Mittelbalken antidrom verhält.

Anfänger werden oft bei Dünnschliffuntersuchungen durch dieses Interferenzbild irregeführt, indem Schnitte parallel der optischen Axe einaxiger Krystalle für solche senkrecht zu einer Mittellinie eines zweiaxigen genommen werden.

Erkennung des Charakters der Doppelbrechung bei einaxigen Krystallen.

Wie der Charakter der Doppelbrechung bei Schnitten erkannt werden kann, die das dunkle Kreuz im Gesichtsfeld zeigen, darf als bekannt vorausgesetzt werden. Die Skiodromen geben in anschaulichster Weise Aufschluß. Kombinieren wir mit dem Interferenzbild eine Probeplatte in Regelstellung (die α-Richtung unter 45° gegen die Nikol-Hauptschnitte von links hinten gegen rechts vorne), so sieht man an der Skiodromen-Zeichnung des optisch negativen Krystalls (Meridian-Skiodromen entsprechen $\varepsilon = \alpha'$, Äquatorial-Skiodromen $\omega = \gamma'$), daß in den Quadranten rechts oben links unten Fallen, links oben rechts unten Steigen der Interferenzfarbe eintritt. Das entgegengesetzte Verhalten gilt für den optisch positiven Krystall.

Für Schnitte parallel der Axe liefert die Beobachtung zunächst die Orientierung des Axenbalkens.[1] Bringt man diese Richtung in die Stellung von links hinten nach rechts vorne und schaltet die Probeplatte in Regelstellung ein, so

steigt die Interferenzfarbe bei optisch negativen Krystallen,
sinkt » » » » positiven »

Bei schiefen Schnitten optisch einaxiger Krystalle bringt man durch entsprechende Drehung der Platte die zentrale Isogyre in die sagittale Lage so, daß das homodrome Ende nach hinten gewendet ist. Bei Einschaltung der Probeplatte in Regelstellung wird die Interferenzfarbe

bei negativen Krystallen rechts von der Isogyre steigen, links fallen,
» positiven » » » » » fallen, » steigen.

Es ist also, selbst wenn nur wenige Durchschnitte zur Verfügung stehen und darunter keiner senkrecht zur Axe die Erkennung optischer Einaxigkeit und Bestimmung des optischen Charakters durch Untersuchung im Konoskop möglich.

[1] In der Regel wird man diese Richtung leichter als an der stets sehr breiten verwaschenen Isogyre an den isochromatischen Kurven in der Diagonalstellung erkennen. Die Axenrichtung geht durch die Quadranten mit sinkender Interferenzfarbe.

Zweiaxige Krystalle.[1]

A. Schnitte senkrecht auf die optischen Symmetrie-Axen.

1. Schnitt senkrecht zur ersten Mittellinie. Das Skiodromennetz entspricht dem Mittelteil der Fig. 6; es erfährt auch bei einer kleinen Abweichung der Schnittlage keine wesentliche Veränderung.

Läßt man die Axenebene mit einem Nikol-Hauptschnitt zusammenfallen, so erhält man ein schwarzes Kreuz. An diesem Kreuz sind zu unterscheiden der Axenbalken und der Mittelbalken. Jener ist, namentlich dort, wo er die Axenpole durchsetzt, schärfer begrenzt als dieser. Der Mittelbalken erscheint umso verschwommener, je größer der Axenwinkel. Der Verlauf der Skiodromen läßt dieses Verhalten sofort erkennen. Zwischen beiden tritt aber noch ein anderer Unterschied hervor, der die beiden Balken mit Sicherheit unterscheiden läßt, auch wenn die Axenpunkte nicht mehr im Gesichtsfeld liegen: Bei der Drehung der Platte geht das dunkle Kreuz in zwei hyperbelähnliche Kurven über. Daß hier die Isogyre zwei Äste hat, folgt aus dem verschiedenen Krümmungssinn der Meridian-Skiodromen und daraus, daß die Äquatorial-Skiodromen nach zwei entgegengesetzten Seiten konvergieren.

Das dem Axenbalken entsprechende Ende der Hyperbel verhält sich homodrom,[2] das dem Mittelbalken entsprechende antidrom.

2. Schnitte senkrecht zur zweiten Mittellinie verhalten sich ganz ähnlich, nur liegen bei der üblichen Apertur der Mikroskop-Objektive die Axenpole außerhalb des Gesichtsfeldes. Bei großem Axenwinkel ist es oft gar nicht leicht zu unterscheiden, ob ein Schnitt senkrecht zur ersten oder zweiten Mittellinie getroffen hat. Liegen Schnitte beiderlei Art vor und ist ein Vergleich möglich, so ist die Entscheidung zu treffen unter Berücksichtigung folgender Momente:

1. Bei gleicher Drehung des Tisches, ausgehend von der Kreuzstellung, weichen die Hyperbelscheitel in der Interferenzfigur der zweiten Mittellinie weiter von einander ab.[3]

Dies ergibt sich aus der flacheren Krümmung der Skiodromen in der Projektion parallel der 2. Mittellinie. Aus dem gleichen Umstand folgt:

2. Sowohl Axenbalken als Mittelbalken sind in dem Bild der zweiten Mittellinie verschwommener.

3. Der Gangunterschied im Schnitt senkrecht zur zweiten Mittellinie ist bei gleicher Plattendicke größer als im Schnitt senkrecht zur ersten Mittellinie. Der Gangunterschied kann nach der Höhe der Interferenzfarbe geschätzt oder mittels eines Komparators oder Kompensators gemessen werden. Gleiche Dicke der beiden Schnitte wird vorausgesetzt, oder die Dicke (d) muß gemessen und aus dem Gangunterschied (Γ) nach der Formel $\Gamma = d(\gamma' - \alpha')$ der Unterschied der Brechungsexponenten $(\gamma - \beta)$ und $(\beta - \alpha)$ ermittelt werden. Dieses Mittel ist aber nicht ohneweiters anwendbar in Schnitten, welche von der Rechtwinkeligkeit auf den Mittellinien merklich abweichen.

In jedem Falle kann man den Charakter der Mittellinie (ob α oder γ) aus dem Interferenzbild leicht ermitteln. Man stellt die Platte in Normalstellung und schaltet die Probeplatte in Regelstellung ein. Die Interferenzfarbe wird bei einem Schnitt senkrecht zur positiven Mittellinie γ:

rechts oben und links unten steigen,
links oben und rechts unten fallen;

zur negativen Mittellinie α:

rechts oben und links unten fallen,
links oben und rechts unten steigen.

---

[1] Vergl. C. Viola, Giornale di Mineralogia diretto dal Dr. F. Sansoni, 4, 173, 1893.

[2] Dieses Ende wandert rascher als die Tischdrehung, wenn die Axenpunkte schon außerhalb des Gesichtskreises liegen. Liegen die Axenpole gerade am Rande des Gesichtsfeldes, so folgt das dem Axenbalken entsprechende Ende der Hyperbel genau der Tischdrehung. Liegt der Axenpol innerhalb des Gesichtsfeldes, so wandert dieses Ende der Isogyre langsamer als die Tischdrehung, aber immer noch im selben Sinne.

[3] Vergl. hierüber: M. Lévy et Lacroix: Mineraux des Roches. Paris, 1888, p. 90 ff.

Dies ergibt sich sofort aus den Figuren 6 und 7, welche die Verhältnisse eines negativen Krystalls darstellen, wenn man festsetzt, daß die punktierten Skiodromen die Schwingungsrichtungen der langsameren, die gestrichelten Skiodromen die der rascheren Wellen darstellen.

Sollte die Entscheidung in der Normalstellung schwierig sein,[1] so kann man auch in die Diagonalstellung der Platte übergehen. Bringt man die Axenebene in die Lage links oben—rechts unten, so wird nach Einschaltung der Probeplatte in Regelstellung in der Mitte des Gesichtsfeldes

bei der positiven Mittellinie γ die Interferenzfarbe steigen,
» » negativen » α » » fallen.

Ist auf irgendeine Art entschieden, welche von den beiden Mittellinien α oder γ die Rolle der ersten Mittellinie spielt, so ist damit auch der optische Charakter des Krystalls erkannt. Sicherer kann aber diese Entscheidung gefällt werden in Schnitten senkrecht zu einer optischen Axe, oder dieser Lage nahe kommenden.

3. Schnitte senkrecht zur optischen Normale (vergl. die Figuren 8 und 10). Diese Schnitte, sowie alle, die dieser Lage nahe kommen, geben sehr undeutliche Isogyren; bei Krystallen mit $2V = 90°$ kann es überhaupt zur Bildung von erkennbaren Isogyren nicht kommen, da die Skiodromen im Gesichtsfelde der üblichen Objektive ein rechtwinkeliges Gitter darstellen.

Ist indessen der Axenwinkel klein, so entsteht doch eine Andeutung eines schwarzen Kreuzes in der Normalstellung. Bei Drehung der Platte zeigt sich auch hier Auflösung des Kreuzes in zwei Hyperbeln, und zwar derart, daß der Kreuzbalken, der in die Richtung der ersten Mittellinie fällt, den homodromen, der andere den antidromen Enden der beiden Hyperbeläste entspricht. Daß dies der Fall ist, davon kann man sich bei jedem Spaltblättchen von Gips überzeugen.

Die Erscheinung läßt sich aus der Figur so ableiten, daß man die meridionalen Skiodromen allein berücksichtigt. Sie sind die stärker gekrümmten und lassen bei einer sehr kleinen Verdrehung der Nikol-Hauptschnitte gegen die Symmetrie-Linien der Figur die Entstehung der Hyperbeln leicht konstruieren. Die als eine Schar fast geradliniger Parallelen erscheinenden Äquatorial-Skiodromen bewirken bei der angenommenen Drehung nur die Verbreitung einer allgemeinen schwachen Aufhellung im ganzen Gesichtsfelde wie bei den entsprechenden der Axe parallelen Schnitten einaxiger Krystalle.

Die Erkennung des in die Richtung der ersten Mittellinie fallenden Kreuzbalkens vorausgesetzt, ist auch hier die Entscheidung über den optischen Charakter möglich. Doch kann diese Methode wegen der Verschwommenheit der Isogyren nicht als praktisch empfohlen werden. Viel sicherer ist in diesen Schnitten die Beobachtung der isochromatischen Kurven (vergl. Min.-petr. Mitt. 16, 180, 1896).

Die isochromatischen Kurven bilden in diesen Schnitten bei Diagonalstellung zwei Systeme gleichseitiger Hyperbeln, zu denen die Nikol-Hauptschnitte die Asymptoten darstellen. Die Quadranten mit fallender Farbe enthalten die erste Mittellinie. Die Hyperbeln weichen um so weiter vom Mittelpunkt zurück, je mehr sich $2V$ der Grenze von 90° nähert. Bei $2V = 90°$ erhält man ein glattes Feld.

Unter den zufälligen Durchschnitten zweiaxiger Krystalle in Dünnschliffen werden Schnitte, die genau die in 1, 2 und 3 besprochene Lage haben, nur selten vorkommen; häufig dagegen solche, die sich der geforderten Lage nähern. Dann wird in der Normalstellung der Mittelpunkt des dunklen Kreuzes nicht in der Mitte des Gesichtsfeldes liegen, der Axenbalken und der Mittelbalken das Gesichtsfeld nicht symmetrisch teilen. Insbesondere die seitliche Lage des Axenbalkens in Schnitten, die das Interferenzbild der ersten Mittellinie zeigen, ist selbst bei kleiner Abweichung noch mit großsr Schärfe wahrzunehmen; weniger sicher ist die Beurteilung beim Mittelbalken. Das Vorkommen eines solchen exzentrischen Kreuzes ist ein sicheres Kennzeichen zweiaxiger Krystalle. Bei einaxigen Krystallen kann das schwarze Kreuz in Schnitten nahezu parallel der Axe nur bezüglich des Mittelbalkens exzentrisch werden.

[1] Diese Schwierigkeit kann eintreten, wenn die Isogyren breit und verschwommen sind und von den Quadranten nur kleine randliche Teile aufgehellt sind.

B. Schnitte senkrecht auf einer optischen Symmetrieebene.

4. Schnitt senkrecht auf die Axenebene. Unter diesen Schnitten sind jene senkrecht oder nahezu senkrecht auf eine der optischen Axen die wichtigsten. Fig. 16 zeigt die Skiodromen für einen optisch negativen Krystall, Fig. 17 für einen neutralen mit dem Axenwinkel von 90°. In beiden Fällen erhält man einen eizigen dunklen Balken, der bei Drehung des Tisches immer im Gesichtsfeld bleibt. Beide Enden verhalten sich antidrom. In der Normalstellung ist die Isogyre gerade gestreckt und parallel einem Nikol-Hauptschnitt, sie gibt die Lage der Axenebene an. Sie teilt das Gesichtsfeld symmetrisch, vorausgesetzt, daß der Schnitt genau senkrecht zur Axenebene liegt. Bei den zufälligen Schnitten im Dünnschliff ist das nur selten der Fall. Häufiger wird die Isogyre gerade gestreckt neben der Mitte des Gesichtsfeldes liegen.

Von Bedeutung ist die Form der Isogyre in der Diagonalstellung. Die Konstruktion an Fig. 16 zeigt, daß sie die Gestalt einer Hyperbel annimmt, die der ersten Mittellinie ihre konvexe Seite zukehrt. Die Krümmung wird umso flacher, je mehr sich $2V$ dem Werte 90° nähert und endlich bei diesem Grenzwert geht sie in eine gerade Linie über, die unter 45° Neigung gegen die Nikol-Hauptschnitte senkrecht zur Axenebene verläuft (vergl. Fig. 17). Die Gestalt der Isogyre ist noch bei einer beträchtlichen

Fig. 16.

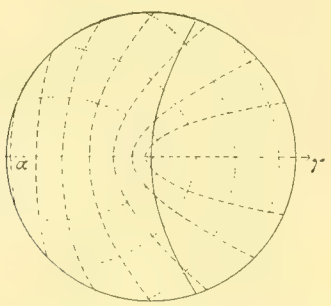
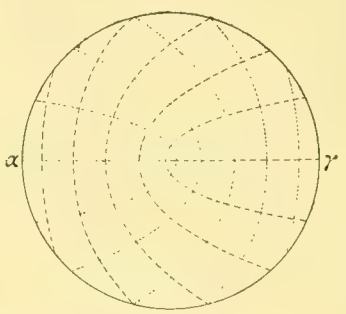


Fig. 17.



Abweichung des Schnittes von der Lage senkrecht zur Axe zu erkennen. Sie liefert ein ausgezeichnetes, bisher, wie es scheint, selten ausgenütztes Mittel, um den optischen Charakter des Krystalls zu ermitteln.

In dem von der konkaven Seite der Hyperbel umschlossenen Raume zwischen der Axe und der zweiten Mittellinie verlaufen die Meridian-Skiodromen, die mit der ersten Mittellinie gleiches Vorzeichen haben (Schwingungsrichtung der rascheren Welle bei negativen, der langsameren bei positiven Krystallen) parallel mit der Axenebene. Bringt man die Axenebene in die Lage rechts vorne, links hinten und schaltet die Probeplatte in Regelstellung ein, so wird innerhalb der konkaven Seite der Hyperbel die Interferenzfarbe bei

negativen Krystallen steigen,
positiven » fallen.

Diese Reaktion ist ziemlich empfindlich, da für ein einigermaßen geübtes Auge noch bei einem Winkel von $2V = 80°$ der Krümmungssinn der Hyperbel mit Sicherheit zu erkennen ist. Bei Axenwinkeln über 80° ist die Entscheidung schwierig und man ist bei exzentrischer Lage der Axe Täuschungen ausgesetzt. Die positive Doppelbrechung bei Albit und Labrador, die negative bei Oligoklas, Anorthit, Mikroklin, Orthoklas ist noch sehr gut zu erkennen. Ebenso gibt die gerade Streckung des Balkens in der Diagonalstellung ein gutes, vielfach verwertbares Kennzeichen für einen Axenwinkel $2V$ nahe gleich 90° ab.

Die gesetzmäßige Verknüpfung der Hyperbelkrümmung mit der Größe des Axenwinkels legt den Gedanken nahe, ob aus dieser nicht ein Rückschluß auf jenen möglich wäre. Denkt man sich in einem

gewissen Abstand um den Axenpunkt einen mit einer Teilung versehenen Kreis gezogen, und die Hyperbel für die verschiedenen Werte von V von 0 bis 45° verzeichnet, so beschreibt das Ende der Hyperbel einen Spielraum von 45 Winkelgraden. Das ist eine Lagenänderung, die immerhin beträchtlich genug ist, um diesen Versuch als nicht ganz aussichtslos erscheinen zu lassen.

Schnitte, welche die Ebene der optischen Axen zwischen einer Axe und einer Mittellinie treffen, werden sich ähnlich verhalten wie schiefe Schnitte eines optisch einaxigen Krystalls: Sie geben eine gerade Isogyre parallel einem der Nikol-Hauptschnitte mit einem der Axe zugewendeten homodromen und einem der Mittellinie zugewendeten antidromen Ende. Nur in dem seltenen Falle eines Schnittes genau senkrecht zur Axenebene wird die Isogyre symmetrisch durch die Mitte des Gesichtsfeldes laufen. In Schnitten, annähernd senkrecht zur Axenebene, liegt die gerade Isogyre parallel zum Nikol-Hauptschnitte seitwärts vom Mittelpunkt, die zentrale Isogyre dagegen schief zum Nikol-Hauptschnitte oder sie ist gekrümmt. Wegen der verhältnismäßig raschen Änderung im Krümmungsgrade der quer zur Axenebene verlaufenden Skiodromen läuft das antidrome Ende rascher als das homodrome und bei der Tischdrehung pendelt jenes auffallender hin und her als bei einaxigen Krystallen. In der Normalstellung fällt die Isogyre in die Richtung der meridionalen Skiodromen bei Schnitten zwischen der Axe und der zweiten Mittellinie, dagegen in die Richtung der äquatorialen Skiodromen bei Schnitten innerhalb des spitzen Axenwinkels. Die letzteren Schnitte lassen bei einigermaßen kleinen Axenwinkeln im Gesichtsfeld außer der Axe auch die Mittellinie erkennen. Bei den ersteren wird unter Umständen nur die Axe oder nur die Mittellinie oder keines von beiden im Gesichtsfeld sichtbar sein. Hat man eine wirksame Winkelöffnung des Objektivs von zirka 30°, so ist es unmöglich, daß symmetrische Schnitte im Bereich des spitzen Axenwinkels auftreten, in denen nicht entweder die Axe oder die Mittellinie sichtbar sein sollte.

5. Schnitte senkrecht auf der Ebene durch die optische Normale und die erste Mittellinie. Fig. 18

Fig. 18.

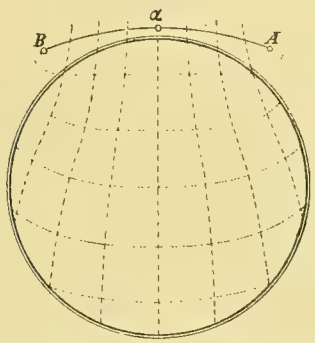
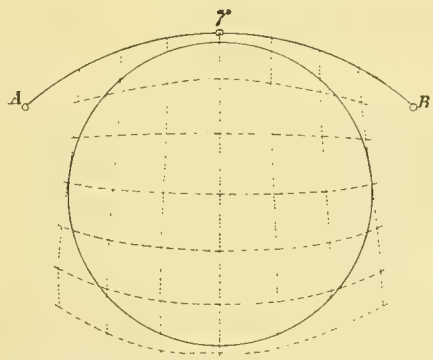


Fig. 19.



zeigt den Verlauf der Skiodromen in dem Schnitte, dessen Normale 45° mit der Mittellinie einschließt. Des Meridian-Skiodromen konvergieren gegen die Richtung der ersten Mittellinie. Die Äquatorial-Skiodromen laufen in gegen die Mittellinie konkaven Bögen durch das Gesichtsfeld. Die zentrale Isogyre teilt da- Gesichtsfeld symmetrisch und ist gestreckt im Sinne der Meridian-Skiodromen. Das der Mittellinie zuge wendete Ende ist homodrom, das der normalen zugewendete antidrom. Das erstere bewegt sich rascher als das letztere, am langsamsten aber bewegt sich der mittlere Teil. Gegen die Mittellinie zu stellt sich eine Verbreiterung ein, ja bei entsprechend großer Apertur tritt sogar in der Normalstellung die Andeutung eines quer liegenden dunklen Balkens auf, der Ähnlichkeit zeigt mit einem seitlich verschobenen Axenbalken. In der Tat durchsetzt die Äquatorial-Skiodrome $\beta = 15°$ nahezu geradlinig das Gesichtsfeld, während die Projektion der Axenebene einer gegen die Mitte konkaven Skiodrome entspricht. Es ist also das dunkle Kreuz der Mittellinie vom richtigen Ort der Mittellinie α verschoben gegen die optische Normale.

Die hier auftretende zentrale symmetrische Isogyre unterscheidet sich von der ähnlichen Isogyre eines Durchschnittes senkrecht zur Axenebene durch das raschere Wandern des homodromen Endes.[1]

[1] Vergl. Viola l. c.

Dieser Unterschied verwischt sich zwar mit der Annäherung an die optische Normale, indem hier auch das der Mittellinie zugewendete homodrome Ende der Isogyre langsamer wandert als das der Normalen zugewendete antidrome. Dafür wird aber die Isogyre im ganzen immer verwaschsener und undeutlicher.

Die mit der zentralen Isogyre gleichgerichteten Schwingungsrichtungen entsprechen den rascheren Wellen (α') bei negativen, den langsameren Wellen (γ') bei positiven Krystallen.

6. Schnitte senkrecht auf die Ebene durch die optische Normale und die zweite Mittellinie. Das Skiodromennetz zeigt Fig. 19. Es nähert sich so sehr einem rechtwinkeligen Gitter, daß selbst bei großer Apertur des Objektivs nur verwaschene Andeutungen von Isogyren zustande kommen. Wesentlich ist wieder ein zentraler symmetrischer Balken, der aber hier im Sinne der Äquatorial-Skiodromen gestreckt ist. Bei Annäherung des Schnittes an die zweite Mittellinie erscheint, schon bevor der Ort der Mittellinie selbst ins Gesichtsfeld tritt, infolge der geringen Krümmung der hier in Betracht kommenden Stücke der Meridian-Skiodromen ein Querbalken, der der Richtung der Axenebene parallel geht und in der Durchkreuzung mit dem symmetrischen Balken die Spur einer Mittellinie vortäuscht, lange ehe diese selbst ins Gesichtsfeld tritt. Die Abweichung dieses scheinbaren Ortes der Mittellinie vom wahren Ort ist hier beträchtlicher als in Schnitt 5 wegen der bedeutenderen Größe des Axenwinkels AB' im Vergleich zu AB.

Die zentrale Isogyre ist hier gestreckt parallel der Schwingungsrichtung der langsameren Wellen bei negativen, der rascheren Wellen bei positiven Krystallen, also umgekehrt wie bei Schnitt 5.

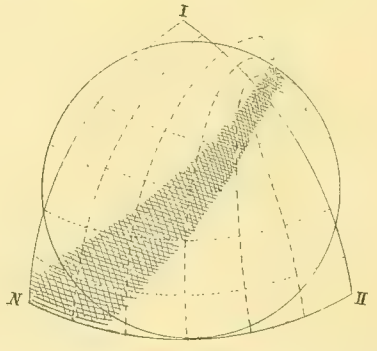
Hieraus ergibt sich eine wichtige Regel: Isogyren, welche entweder sehr breit und verwaschen sind, oder bei denen das homodrome Ende rascher wandert als das antidrome, sind nicht geeignet zur Erkennung des optischen Charakters des Minerals; sie wären es nur dann, wenn man sicher entscheiden könnte, ob die Schnittrichtung 5 oder 6 vorliegt, und das ist bei einigermaßen großem $2V$ nicht mit Sicherheit möglich. Beim neutralen Krystall ($2V = 90°$) verhalten sich die Schnitte 5 und 6 ganz gleich.

C. Schiefe Schnitte.

Schiefe Schnitte, welche weder auf einer der drei optischen Symmetrie-Axen noch auf einer der drei optischen Symmetrie-Ebenen senkrecht stehen, kommen naturgemäß unter den zufälligen Schnitten der Dünnschliffe am häufigsten vor. Sie haben alle eine gemeinsame diagnostisch höchst wichtige Eigenschaft, die sonderbarerweise in keinem der in letzter Zeit erschienenen Anleitungen zum Gebrauche des Mikroskops erwähnt wird: Die zentrale Isogyre geht bei schiefen Schnitten zweiaxiger Krystalle unter irgend einem schiefen Winkel gegen die Nikol-Hauptschnitte durch das Gesichtsfeld. Dieser Winkel wird 45° und die Isogyre erscheint als gerader Balken bei dem neutralen Krystall mit $2V = 90°$ in einer Reihe von Schnitten, deren Normalen in die beiden Großkreise zwischen der optischen Normalen und den beiden optischen Axen fallen. Fig. 20 bringt die Skiodromen

Fig. 20.

Fig. 21.



für einen solchen Schnitt am neutralen Krystall zur Darstellung, Fig. 21 einen ähnlichen Schnitt an einem negativen Krystall mit $2V = 60°$.

Das Zutreffen der schiefen zentralen Isogyre ist ein sicherer Beweis der Zweiaxigkeit und ermöglicht die Entscheidung auch in jenen nicht seltenen Fällen, wo nur wenige Durchschnitte vorhanden sind unter denen vielleicht keiner die besonderen günstigen Lagen senkrecht zu einer der optischen Axen oder Mittellinien aufweist.

Es liegt in der Natur der Sache, daß die Beurteilung unter Umständen schwierig werden kann. Namentlich sind Schnitte in der Nähe der optischen Normalen und in der Nähe der beiden Normalenebenen wegen der Verwaschenheit der Isogyre ungünstig. Ferner kann die Entscheidung bei kleinem Axenwinkel bisweilen delikat werden, da der Unterschied solcher Krystalle und einaxiger in Schnitten, deren Normalen mit der ersten Mittellinie einen großen Winkel einschließen, recht gering werden kann.

Aber es gibt zahllose Fälle, wo diese einfache optische Reaktion nützliche Dienste leistet. Zum Beispiel ist die Unterscheidung von Quarz und Feldspat fast bei jedem Durchschnitt mit Sicherheit zu machen.

Bezüglich der Lage der Isogyre zu den α- und γ-Skiodromen ist bei dem neutralen Krystall ($2V = 90°$) Folgendes festzuhalten. Beginnen wir mit einem Schnitt senkrecht zur Axenebene, dessen Normale zwischen der Axe und der positiven Mittellinie γ liegt. In diesem Schnitt haben wir eine symmetrische Isogyre, die den α-Skiodromen parallel geht. Bewegen wir uns in dem Raum zwischen der Axe, der Mittellinie γ und der Normalen β, so wird die Isogyre nicht mehr symmetrisch sein, sie liegt schräg im Gesichtsfeld unter einem kleinen Winkel mit dem Nikol-Hauptschnitte, aber sie wird sich noch im Sinne der α-Skiodromen strecken, da diese weniger stark gekrümmt sind, als die γ-Skiodromen, die das Gesichtsfeld in stark gekrümmten, ungefähr konzentrischen Kurven durchziehen. Die zentrale Isogyre wird ferner eine mehr oder weniger deutliche Krümmung erkennen lassen. Je mehr wir uns von der Ebene $\alpha\gamma$ entfernen, desto größer wird der Winkel, den die zentrale Isogyre mit dem Nikol-Hauptschnitt einschließt. Treten wir endlich in den Großkreis zwischen der Axe und der Normale ein, so wird die Isogyre gerade gestreckt unter 45° gegen die Nikol-Hauptschnitte das Gesichtsfeld durchziehen (vergl. Fig. 20).

Überschreiten wir diese Grenzlinie, so wird nun der Winkel zwischen der Isogyre und dem bis jetzt betrachteten Nikol-Hauptschnitt größer als 45°, d. h. sie schließt mit dem anderen Nikol-Hauptschnitt den kleineren Winkel ein und erstreckt sich nun im Sinne der γ-Skiodromen. Indem wir mit der Schnittnormale den Raum zwischen der Diagonal-Ebene und der Symmetrie-Ebene die Axe-negative Mittellinie durchwandern, wird der Winkel zwischen Isogyre und Nikol-Hauptschnitt kleiner und kleiner und schließlich erreichen wir den Winkel 0, wenn die Normale des Schnittes wieder in die Axenebene eintritt. Die zentrale Isogyre ist jetzt wieder symmetrisch und parallel den γ-Skiodromen.

Wir wollen für jene Fälle, wo im Interferenzbild weder ein Axenort noch die Spur einer Mittellinie liegt, wo es also nur aus einem das Gesichtsfeld durchziehenden dunklen Balken besteht, folgende Bezeichnung einführen: Ein solches Interferenzbild soll positive Reaktion zeigen, wenn die zentrale Isogyre in die Richtung der γ-Skiodromen fällt, negative Reaktion, wenn sie in die Richtung der α-Skiodromen fällt.

Wir erkennen die positive oder negative Reaktion an folgendem Verhalten. Die zentrale Isogyre werde in sagittale Stellung gebracht, d. h. so, daß sie mit dem sagittalen Nikol-Hauptschnitt zusammenfällt oder doch den kleineren Winkel bildet. Es werde ferner das homodrome Ende der Isogyre nach hinten, das antidrome nach vorne gerichtet und die Probeplatte in Regelstellung eingeführt.

Die Interferenzfarbe wird bei

positiver Reaktion	links	von der	Isogyre	steigen,
	rechts	»	»	fallen,
negativer »	links	»	»	fallen,
	rechts	»	»	steigen.

Der Grund liegt darin, daß bei positiver Reaktion die α-Skiodromen stärker gekrümmt, die γ-Skiodromen im Sinne der Isogyre gestreckt sind und gegen das homodrome Ende der Isogyre konvergieren. Diese weichen daher links von der Isogyre im Uhrzeigersinn, rechts davon gegen den Uhrzeigersinn von der sagittalen Richtung ab. Bei negativer Reaktion sind α- und γ-Skiodromen zu vertauschen. Diese Bestimmung im Auge kann man aussprechen, daß positive Reaktion überall eintreten wird, wo die α-Skiodromen stärker gekrümmt sind als die γ-Skiodromen; dem entgegengesetzten Verhältnis entspricht negative Reaktion.

Bei einem neutralen Krystall (vergl. Fig. 22) hat man demgemäß in jedem Quadranten:

Positive Reaktion: In einem Raume zwischen der Axe, der Mittellinie α und einer Linie, die von der Axe zur optischen Normalen β gezogen wird, ferner in einem Streifen zwischen der Mittellinie γ und der Normalen β.

Negative Reaktion: In einem Raume zwischen der Axe, der Mittellinie γ und der diagonalen Linie, zwischen der Axe und der Normalen β, ferner in einem Streifen zwischen der Mittellinie α und der Normalen.

Die Felder positiver und negativer Reaktion sind gleich groß und durch Übergangszonen getrennt, wo die Entscheidung wegen Krümmung der Isogyre und annähernd gleichen Winkeln mit den Nikol-Hauptschnitten unsicher wird; gegen die Normale hin verschwimmen die Felder in jene Region, wo die Isogyre überhaupt nicht deutlich hervortritt.

Bei Krystallen mit kleinem Axenwinkel vergrößert sich das Feld, dessen Reaktion mit der optischen Charakteristik des Krystalls übereinstimmt, auf Kosten des anderen. Bei negativen Krystallen (Fig. 23)

Fig. 22.

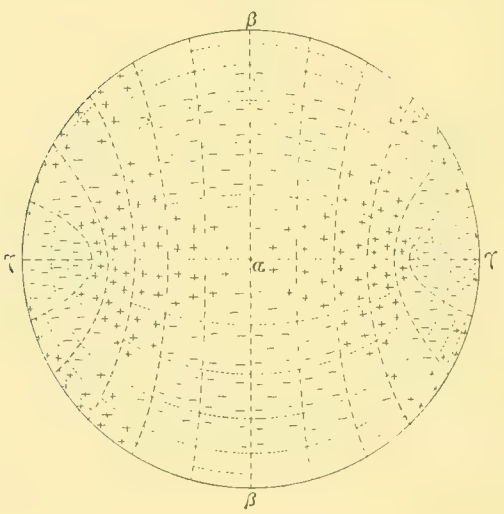
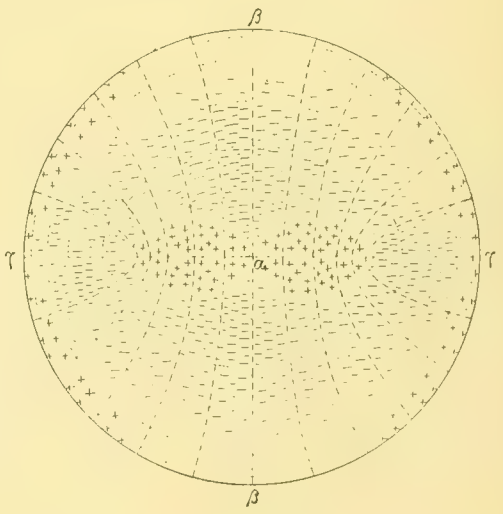


Fig. 23.



hat man ein kleines Innenfeld um die Mittellinie mit positiver Reaktion. Das positive Feld längs der Symmetrie-Ebene γβ wird undeutlich wegen Verschwommenheit der Isogyre, dagegen fließen die Felder negativer Reaktion zwischen Axe und γ und längs der Symmetrie-Ebene αβ zu einem breiten Außenfeld zusammen. Umgekehrt verhalten sich optisch positive Krystalle.

Kann man daher eine größere Zahl schiefer Schnitte auf ihre Reaktion prüfen, so werden bei neutralen Krystallen positiv und negativ reagierende sich die Wage halten, bei ausgeprägt negativen werden die negativ reagierenden, bei positiven Krystallen die positiven Schnitte überwiegen.

Es ist aber zu bemerken, daß bei einigermaßen kleinem Axenwinkel das Innenfeld so zusammenschrumpft, daß entgegengesetzt reagierende Schnitte immer auch entweder die Axe oder die Mittellinie im Gesichtsfeld zeigen und so den wahren optischen Charakter verraten.

Die Haupttypen der Isogyren, abgeleitet aus den Haupttypen des Skiodromen-Netzes.

Es mag nicht überflüssig erscheinen, die verschiedenen Hauptformen des Skiodromennetzes und die entsprechenden Typen der Isogyren hier zusammenzustellen.

Zumeist lassen sich die beiden Systeme von Skiodromen von einander dadurch unterscheiden, daß das eine aus stärker gekrümmten, das andere aus weniger stark gekrümmten Kurven besteht. Die ersteren mögen Längs-Skiodromen genannt werden, die letzteren Quer-Skiodromen. Wir werden die ersteren in die sagittale Richtung stellen. Der Unterschied spricht sich in dem Verhalten der Isogyre dadurch aus, daß sie im allgemeinen im Sinne der Längs-Skiodromen gestreckt ist.

Zunächst wollen wir die speziellen Fälle ausscheiden, wo die Quer-Skiodromen im Gesichtsfelde geschlossene Kurven bilden: Dann liegt im Gesichtsfeld entweder die Axe eines einaxigen Krystalls mit dem charakteristischen vierarmigen Kreuz, oder es erscheint das nicht minder charakteristische Bild der ersten Mittellinie und der beiden optischen Axen eines zweiaxigen Krystalls. Diese Fälle sind ja genugsam bekannt.

Einen Spezialfall bilden ferner die Schnitte quer zur Axe eines optisch zweiaxigen Krystalls. In bezug auf das Skiodromennetz ist er dadurch ausgezeichnet, daß innerhalb des Gesichtsfeldes der Charakter der Skiodromen sich ändert. Das Skiodromensystem, welches in der einen Hälfte des Gesichtsfeldes den Charakter von Längs-Skiodromen hat, nimmt in der anderen Hälfte die Eigenart der Quer-Skiodromen an (vergl. die Figuren 16 und 17). Die Isogyre ist ein dunkler Balken, der während einer vollen Umdrehung des Präparates im Gesichtsfelde bleibt und bei einer Drehung des Präparates sich im gleichen Betrage im entgegengesetzten Sinne bewegt.

Nach Ausschaltung dieser Spezialfälle bleiben noch folgende Fälle übrig:

1. Symmetrisches Netz.

In diesem Falle ist eine der Längs-Skiodromen geradlinig und halbiert das Gesichtsfeld symmetrisch. Nach der einen Seite dieser zentralen Skiodrome konvergieren, nach der anderen divergieren die Längs-Skiodromen.

Die zentrale Isogyre fällt mit dem Nikol-Hauptschnitt und mit der geraden symmetrischen Längs-Skiodrome zusammen. Dort, wo die Längs-Skiodromen konvergieren, ist ihr homodromes, wo sie divergieren ihr antidromes Ende.

Folgende Untertypen sind zu unterscheiden:

a) Die Quer-Skiodromen sind gegen das homodrome Ende stärker gekrümmt, die seitlichen Längs-Skiodromen sind konkav gegen die mittlere (vergl. Fig. 14, Mittelteil).

Die Isogyre wandert bei Drehung des Objekttisches rascher mit dem antidromen als mit dem homodromen Ende: Symmetrische Pendel-Isogyre. Diese Isogyre entspricht dem Axenbalken des gewöhnlichen zweiaxigen Interferenzbildes.

Dieser Typus findet sich bei allen schiefen Schnitten einaxiger Krystalle, ferner bei den Schnitten senkrecht zur Axenebene zweiaxiger Krystalle. Das homodrome Ende der Isogyre ist der Axe zugewendet.

b) Die Quer-Skiodromen sind gegen das homodrome Ende, wo die Längs-Skiodromen konvergieren, flacher gekrümmt als am antidromen. Die seitlichen Längs-Skiodromen sind konvex gegen die gerade mittlere (vergl. Fig. 18).

Die zentrale Isogyre ist geradlinig und fällt mit der zentralen Längs-Skiodrome und dem Nikol-Hauptschnitte zusammen. Bei der Tischdrehung wandert das homodrome Ende rascher als das antidrome, sie zeigt Fächerbewegung: Symmetrische Fächer-Isogyre. Dieser Typus kommt

nur bei zweiaxigen Krystallen vor, und zwar bei Schnitten senkrecht auf einer der optischen Symmetrie-Ebenen durch eine der Mittellinien und die optische Normale. Das homodrome Ende ist der Mittellinie zugewendet. Es entspricht dem Mittelbalken des gewöhnlichen zweiaxigen Interferenzbildes.

2. Asymmetrisches Netz.

Die zentrale Längs-Skiodrome ist gekrümmt. Die zentrale Isogyre liegt schief im Gesichtsfeld und macht einen Winkel kleiner als 45° mit jenem Nikol-Hauptschnitt, der in der Richtung der Längs-Skiodromen liegt.

Das homodrome Ende der Isogyre liegt auch hier dort, wo die Längs-Skiodromen konvergieren. Das asymmetrische Netz findet sich nur in schiefen Schnitten zweiaxiger Krystalle. Auch hier sind zwei Unterfälle zu unterscheiden.

a) Die Quer-Skiodromen sind am homodromen Ende stärker gekrümmt als am antidromen. Das homodrome Ende der Isogyre wandert bei der Tischdrehung langsamer als das antidrome: asymmetrische Pendel-Isogyre.

Dieser Typus findet sich im Raum zwischen Mittellinie, Axe und optischer Normale in den der Axenebene anliegenden Feldern (vergl. Figuren 12 und 21).

b) Die Quer-Skiodromen sind am homodromen Ende flacher gekrümmt als am antidromen. Das homodrome Ende der Isogyre wandert bei der Tischdrehung rascher: asymmetrische Fächer-Isogyre.

Dieser Typus findet sich zu beiden Seiten der Ebenen zwischen den Mittellinien und der optischen Normale. Er spielt deshalb keine wichtige Rolle, weil auf dem größten Teil jener Felder, namentlich in der Nähe der optischen Normalen, die Krümmung der Skiodromen überhaupt sehr gering, die Isogyren daher sehr verwaschen sind.

Von Interesse ist noch ein Spezialfall:

3. Diagonal-symmetrisches Netz.

Der Unterschied zwischen Längs- und Quer-Skiodromen verwischt sich, beide Systeme sind in gleicher Weise gekrümmt (vergl. Fig. 20).

In diesem Falle erscheint als zentrale Isogyre ein dunkler Balken, der unter 45° gegen beide Nikol-Hauptschnitte geneigt ist. Das homodrome Ende liegt dort, wo die Skiodromen beider Systeme stärker gekrümmt sind.

Typisch ist dieses Netz bei neutralen zweiaxigen Krystallen in Schnitten, die senkrecht stehen auf der Pseudosymmetrie-Ebene zwischen der optischen Axe und der Normale. Ich sage Pseudosymmetrie-Ebene, da die beiden Systeme von Skiodromen trotz symmetrischer Lage zu der Diagonale nicht gleichartig sind: das eine entspricht den rascheren, das andere den langsameren Wellen.

Bei optisch zweiaxigen Krystallen mit kleinerem Axenwinkel können derartige Netze nur in dem Sinne auftreten, als man das Verhalten in einem kleinen Bereiche betrachtet, also bei Anwendung eines Konoskops von kleiner Apertur. Bei größerem Gesichtsfelde tritt immer eine Änderung im Verlaufe der einzelnen Skiodromen ein, und die Isogyre erscheint statt gerade gestreckt in gekrümmter Form.

4. Disymmetrisches Netz.

Eine besondere Form tritt an den optischen Symmetrieaxen auf, in typischer Entwicklung an den beiden Mittellinien: Längs-Skiodromen laufen nach zwei Seiten zusammen und sind konkav gekrümmt gegen eine gerade zentrale Skiodrome. Die Quer-Skiodromen sind nach zwei Seiten hin gekrümmt und wenden ihre konvexen Seiten einer geraden mittleren Skiodrome zu, Resultat ist: ein schwarzes Kreuz,

wenn die zentralen Skiodromen mit den Nikol-Hauptschnitten zusammenfallen und ein Zerfallen in zwei gekrümmte Hyperbeläste, bei Drehung der Platte. Die Hyperbeläste zeigen dann ihr homodromes Ende dort, wo die Längs-Skiodromen zusammenlaufen (vergl. Mittelteil von Fig. 6, 7, 9).

In der Erscheinung ähnlich sind die der Axe parallelen Schnitte einaxiger Krystalle.

Die vorstehenden Angaben setzen uns in den Stand, jeden beliebigen schiefen Durchschnitt eines zweiaxigen Krystalls nach dem Verhalten seines Interferenzbildes zu prüfen, zu klassifizieren und danach seine Orientierung gegen die optischen Hauptlinien anzugeben.

Unterscheidung ein- und zweiaxiger Krystalle.

Zusammenfassend ergibt sich folgendes bezüglich der Unterscheidung optisch einaxiger und zweiaxiger Krystalle mittels der Interferenzbilder im Konoskop.

Optisch einaxige Krystalle geben im allgemeinen eine gerade symmetrische Barre, an der man ein homodromes, der Axe zugewendetes und ein antidromes abgewendetes Ende unterscheiden kann. In besonderen Schnitten erblickt man das vierarmige Kreuz mit den Nikol-Hauptschnitten parallelen Balken oder (in der Axe parallelen Schnitten) ein sehr verwaschenes Kreuz, das sich bei Tischdrehung rasch öffnet; der Kreuzbalken mit homodromen Enden geht in der Normalstellung durch die Mitte des Gesichtsfeldes.

Optisch zweiaxige Krystalle geben im allgemeinen eine asymmetrische Barre. Bei zentraler Einstellung schließt sie mit den Nikol-Hauptschnitten einen schiefen Winkel ein. In besonderen Schnittlagen kann eine gerade Barre parallel einem Nikol-Hauptschnitte zustande kommen, wenn im Bereiche des Gesichtsfeldes eine der optischen Symmetrie-Ebenen liegt. In der Regel geht diese gerade Barre nicht durch die Mitte des Gesichtsfeldes, sondern liegt seitlich davon, nur wenn der Schnitt genau senkrecht steht auf der Symmetrie-Ebene, liegt die gerade Barre zentral. Auch bei solcher Lage ist die Zweiaxigkeit sichergestellt, wenn sich bei der Tischdrehung das homodrome Ende rascher bewegt als das antidrome (Fächerbarre). Bei symmetrischer Pendelbarre ist Verwechslung mit einaxigen Schnitten möglich. Doch genügt der Vergleich von zwei oder drei Durchschnitten zur Vermeidung dieser Täuschung.

In besonderen Schnittlagen erscheinen die charakteristischen Bilder der optischen Axe mit antidromer einfacher Barre oder die Bilder von Axe und Mittellinie oder endlich das Kreuz der Mittellinie allein. Verwechslung mit einem der Axe parallelen Schnitt eines einaxigen Krystalles wäre hier möglich, wird aber in der Regel dadurch vermeidbar, daß der Axenbalken (mit homodromen Enden) nicht notwendig durch die Mitte des Gesichtsfeldes läuft wie bei einaxigen.

Erkennung des Charakters der Doppelbrechung.

Bei zur Axe senkrechten Schnitten einaxiger Krystalle prüft man in bekannter Weise mit $^1/_4\lambda$-Platte oder mit einer Gipsplatte vom Rot erster Ordnung. In Schnitten parallel der Axe erkennt man an den homodromen Enden der Kreuzbarre oder an den Sektoren mit fallender Interferenzfarbe die Richtung der Axe und prüft mit der Gipsplatte.

Bei schiefen Schnitten bringt man die symmetrische Barre mit dem homodromen Ende nach hinten. Bei Einschaltung der Probeplatte in Regelstellung hat man bei negativem Charakter rechts, bei positivem links von der Barre die steigenden Interferenzfarben.

Bei optisch zweiaxigen Krystallen erfolgt die Erkennung des Charakters der Doppelbrechung am sichersten an Schnitten, die die optische Axe im Gesichtsfelde zeigen. Man bringt die Axenebene in Regelstellung und schaltet die Probeplatte ein. In der Höhlung der Hyperbel hat man bei negativem Charakter steigende, bei positivem Charakter fallende Farbe.

Ferner sind zur Erkennung geeignet, Schnitte senkrecht zu den Mittellinien, wenn man die Bilder beider Mittellinien vergleichen oder wenn man die Größe von V bestimmen kann.

Sehr brauchbar sind auch Schnitte parallel der Axenebene. In Diagonalstellung geben die Sektoren mit fallenden Farben die Richtung der ersten Mittellinie und deren Charakter kann mit der Probeplatte bestimmt werden.

Endlich geben auch schiefe Schnitte mit Pendelbarre eine Wahrscheinlichkeitsbestimmung. Wenn alle untersuchten Schnitte gleiche (positive oder negative) Reaktion zeigen, so ist das Mineral wahrscheinlich von demselben Charakter.

Unter »Reaktion« ist verstanden: Einstellung der schiefen (oder geraden) Pendelbarre so, daß sie mit dem sagittalen Hauptschnitt den kleineren Winkel einschließt (oder parallel steht) und das homodrome Ende hinten liegt. Nach Einstellung der Probeplatte in Regelstellung steigt die Interferenzfarbe rechts bei negativer, links bei positiver Reaktion.

4. Messungen im konvergenten Licht.

Ermittlung der Lage einer optischen Axe.

Wie eine im Gesichtsfelde des Konoskops dienende Axenspur fixiert werden kann durch Bestimmung der Lage der Isogyre in mehreren Stellungen, die sich im Axenorte kreuzen müssen, habe ich früher angegeben.[1]

Hiezu dient eine camera lucida mit drehbarem Zeichentisch, die mit jedem Mikroskop leicht verbunden werden kann. Auf einem Grundbrett ist ein drehbarer Zeichentisch befestigt, der durch drei horizontal wirkende Stellschrauben in beschränktem Raume verstellt werden kann. Er trägt eine Gradteilung mit fixer Marke.

Auf demselben Grundbrette wird durch Metalleisten der Fuß des Mikroskops in einer bestimmten Stellung fixiert. Auf den Kopf des Mikroskops ist eine camera lucida nach Abbe angebracht, die aus einem parallelepipedischen Prisma besteht, das nach der Diagonale durchschnitten, dessen Schnittfläche versilbert ist; der spiegelnde Belag ist in einem kleinen kreisrunden zentralen Fleck entfernt. Ein horizontaler, etwas längerer Arm trägt einen Planspiegel, der durch einen Anschlag in der Neigung von 45° erhalten wird.

Durch die kleine, 1 *mm* im Durchmesser haltende Öffnung in der versilberten Diagonalfläche des Prismas erblickt man das Axenbild und gleichzeitig die Mitte des Zeichentischchens. Gewöhnlich wird das nach der Lasaulx'schen Methode erzeugte Axenbild verwendet, es läßt sich aber auch das mit dem Bertrand'schen Hilfsmikroskop vergrößerte Axenbild verwenden.

Der Zeichentisch und die Anschlagleisten für den Mikroskopfuß sind in solcher Lage und Entfernung angebracht, daß bei richtiger Zentrierung des Kamerakopfes und genauer Einstellung des Planspiegels auf 45° beim Hineinblicken in die Kamera die Mitte des Zeichentisches und die Mitte des Gesichtsfeldes des Konoskops sich annähernd decken. Die genaue Zentrierung wird durch die horizontalen Stellschrauben des Zeichentisches bewirkt. Zu diesem Zwecke sind auf dem Zeichentisch konzentrisch zum Drehungsmittelpunkt mehrere Kreise in weißer Farbe verzeichnet; man kann nun diese Kreise mit großer Genauigkeit konzentrisch zum Rande des Gesichtsfeldes einstellen. Dies muß bei Einschaltung des Analysators geschehen, da dieser eine kleine Parallelverschiebung des hellen Kreises bewirkt, den man beim Hineinsehen in das Mikroskop über dem Objektiv wahrnimmt.

---

[1] F. Becke: Klein'sche Lupe mit Mikrometer. Min. Petr. Mitt. 14, 375. 1894. Bestimmung kalkreicher Plagioklase durch die Interferenzbilder von Zwillingen. Min. Petr. Mitt. 14, 415. 1894. Ist die erste Publikation über die Ermittlung der Lage der optischen Axe durch Fixierung der Lage der Isogyre in mehreren Stellungen der Platte. Die dort angegebene Methode wurde aber später wesentlich verbessert.

— Messung von Axenbildern mit dem Mikroskop. Min. Petr. Mitt. 14, 563. 1894.

— Ausmessung des Winkels zwischen zwei optischen Axen im Mikroskop. Min. Petr. Mitt. 16, 180. 1896.

Die Vorrichtung ist nicht ganz frei von Parallaxe, da die Entfernung vom Auge bis zur hinteren Brennfläche des Objektivs, wo sich die Interferenzfigur entwickelt, um die Länge des horizontalen Spiegelträgers und die Höhendifferenz zwischen Brennfläche und Zeichentisch kürzer ist als der Weg vom Auge zum Zeichentisch. Wegen der kleinen Austrittsöffnung im Reflexionsprisma, die wie ein enges Diaphragma wirkt, ist aber diese ungleiche Entfernung wenig schädlich. Sie hat anderseits den Vorteil, daß sich das Axenbild mit einer merklichen Vergrößerung auf dem Zeichentisch projiziert.

Genaue Zentrierung der das Interferenzbild liefernden Durchschnitte ist ein wesentliches Erfordernis. Die erste Einstellung erfolgt mit der gewöhnlichen Okularbeobachtung. Die genauere Zentrierung erreicht man durch Aufsetzen eines Ramsden-Okulares (einer aplanatischen Lupe) auf den Kopf der Kamera. Man erblickt durch den Ausschnitt der Spiegelfläche des Reflexionsprismas den eingestellten Durchschnitt und kann nun durch die Zentrierschrauben des Mikroskoptubus den Drehungsmittelpunkt des Objekttisches, sodann durch dessen Schlittenbewegung jenen Teil des Dünnschliffes zentrieren, dessen Interferenzbild beobachtet werden soll. Erst wenn dies geschehen ist, erfolgt die genaue Zentrierung des Zeichentisches.

Will man während der Beobachtung einen anderen Teil des Durchschnittes einstellen, so benützt man zweckmäßig, ohne an der Kamera etwas zu rühren, die Bertrand'sche Linse, welche wie ein schwaches Okular wirkt und die entsprechende Einstellung durch den Kreuzschlitten des Objekttisches ermöglicht.

Ist nun alles gut zentriert, was weniger Zeit in Anspruch nimmt als die Lesung dieser Anweisung, so bringt man auf den Zeichentisch ein Blättchen matten, schwarzen Papiers, das durch federnde Klemmspangen unverrückbar festgehalten wird.

Nun kann die Übertragung des Axenbildes auf das Zeichenblatt erfolgen.

Man bringt durch Drehen des Objekttisches das Präparat in Normalstellung, liest den Nonius des Objekttisches ab und stellt den Zeichentisch auf denselben Teilstrich ein.

Nun zieht man den Axenbalken des Interferenzbildes mit einem lichten Pastellstift nach; er entspricht nahezu der Lage der Axenebene in orthogonaler Projektion; um so genauer, je näher er beim Mittelpunkt vorbeigeht. Nun wird Objekt- und Zeichentisch um 30° in gleichem Sinn gedreht. Man fährt der neuen Lage der Isogyre mit dem Stift nach und erhält im Durchschnittspunkte mit dem Axenbalken den Axenort. Zur Kontrolle wiederholt man die Operation nach einer weiteren Drehung um 30°. Die drei Zeichnungen der Isogyre müssen sich in einem Punkte schneiden. Entsteht ein merkliches Fehlerdreieck, so ist etwas an der Zentrierung nicht in Ordnung.

Ermittlung des Mittelpunktes des Gesichtsfeldes.

Ist die Einzeichnung der Axe bei gleicher Einstellung von Objekt- und Zeichentisch erfolgt, so wird nun dieselbe Operation wiederholt, wobei der Objekttisch in die nämlichen Stellungen wie vorher, der Zeichentisch aber in die um 180° verwendeten gebracht wird. Dadurch erhält man auf dem Zeichenblatt eine zweite Eintragung der Axe. Im Halbierungspunkte der Verbindungslinie der zwei Axenörter liegt der Mittelpunkt des Gesichtsfeldes.

Der lineare Abstand des Axenortes vom Mittelpunkte ist proportional dem Sinus des Winkels, den die Axenrichtung mit der Mikroskopaxe einschließt, außerdem dem mittleren Brechungsexponenten des Minerales. Die Kenntnis des letzteren kann man sich in genügender Genauigkeit durch die Immersionsmethode verschaffen oder man entnimmt sie den gebräuchlichen Tabellen.

Den Proportionalitäts-Faktor, die sogenannte Mallard'sche Konstante[1] des Mikroskops ermittelt man durch die Ausmessung des linearen Abstandes der Axenörter an einer Axenplatte, deren scheinbarer

[1] Mallard setzt $d = \varkappa \cdot \sin \varepsilon$; das ist für den praktischen Gebrauch unbequem, weil bei jeder Beobachtung der Quotient $d/\varkappa$ zu bilden ist. Es ist $\varkappa = \frac{1}{k}$ nichts anderes als der Radius des Einheitskreises, der im Konoskop einem Gesichtsfelde von 180° Öffnung entspricht, oder worauf mich Herr E. A. Wülfing aufmerksam machte, die Äquivalent-Brennweite des angewandten Linsensystems

Axenwinkel mit dem Axenwinkel-Apparat gemessen wurde. Ist $2E$ dieser Axenwinkel und $2d$ der lineare Abstand der beiden Axenörter, so gibt

$$dk = \sin E, \qquad k = \frac{\sin E}{d}$$

die Größe der Konstante k.

Durch die Ermittlung der Mallard'schen Konstante ist die Auswertung der Beobachtung im Winkelmaß ermöglicht. Bezeichnet D den linearen Abstand des Axenortes vom Mittelpunkt, β den Brechungsexponenten der Platte (zwei Dezimalen genügen), φ den gesuchten Winkel, so ist

$$\frac{Dk}{\beta} = \sin \varphi.$$

Es ist vielleicht nicht überflüssig, die geometrische Bedeutung der Konstanten k zu entwickeln. Läßt man φ gleich 90° werden, so ist

$$\frac{Dk}{\beta} = 1, \quad D = \frac{\beta}{k}$$

das ist der Radius desjenigen Einheitskreises, in bezug auf welchen die linearen Abstände vom Mittelpunkte des Gesichtsfeldes den Sinus der Neigungswinkel gegen die Mikroskopaxe innerhalb der untersuchten Platte darstellen.

Dieser Einheitskreis würde das Gesichtsfeld eines nicht herstellbaren Objektivs repräsentieren, das einen Wellennormalen-Kegel von 180° Öffnungswinkel in der Platte aufzufangen vermöchte.

Von diesem Einheitskreis zeigt das Objektiv einen zentralen Ausschnitt, dessen Ausdehnung mit der numerischen Apertur des Objektivs wächst und mit dem Brechungsexponenten der Platte zusammenhängt.

Ist die numerische Apertur des Objektivs a, so ist der Radius des Gesichtsfeldes in Millimetern ausgedrückt $\frac{a}{k}$, und der entsprechende halbe Öffnungswinkel g ist gegeben durch

$$\sin g = \frac{a}{\beta}.$$

Die numerische Apertur des Objektivs Nr. 7 von Fueß ist ungefähr 0·70. Für $\beta = 1{\cdot}5,\ 1{\cdot}6,\ 1{\cdot}7$ sind die Werte von g: 28°, 26°, 24°.

Die Beobachtung liefert auch die Vertikal-Ebene, in der die Axe von der Mikroskopaxe abweicht und es ist nur erforderlich, auf das Zeichenblatt die Ausgangsrichtung zu übertragen, von der die Zählung des Azimutes erfolgt.

Hiezu schiebt man die Bertrand'sche Linse ein; sie wirkt als schwaches Okular und man erblickt nach einer kleinen vertikalen Tubusverschiebung ein Bild des Präparates. Nun kann man bei Einstellung von Objekt- und Zeichentisch auf denselben Teilstrich irgend eine Kante, einen Spaltriß, eine Zwillingslamelle durch Nachzeichnen auf das Zeichenblatt übertragen. Am genauesten erfolgt das, indem man ein kleines Lineal aus weißem Karton (Rand einer Visitkarte) parallel zu der Linie, die übertragen werden soll, auf dem Zeichenblatt einstellt und mit dem Stift entlang fährt. Auf diese Art ist die Lage einer optischen Axe im Präparat vollkommen fixiert.

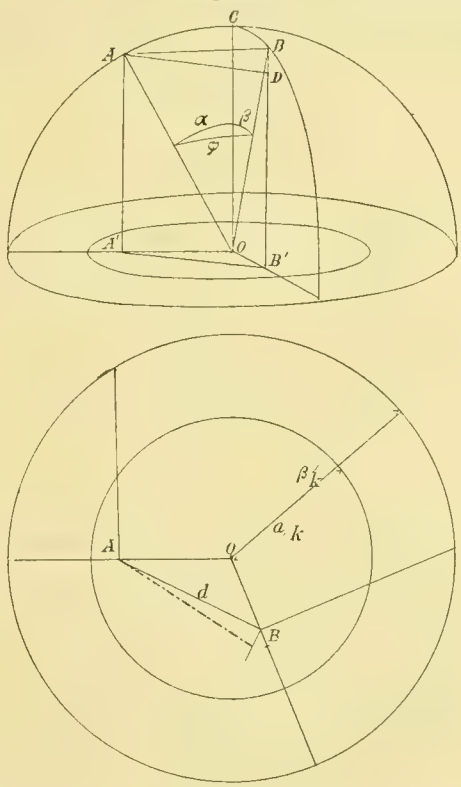
Dies ist indessen eine Aufgabe, die bei petrographischen Arbeiten seltener auftritt. Häufiger handelt es sich darum, den Winkel zu ermitteln, den zwei im Gesichtsfelde fixierte Axenrichtungen miteinander einschließen, oder um den Winkel zwischen Axe und Mittellinie.

Ermittlung des Winkelabstandes zweier Richtungen aus dem linearen Abstand ihrer Spuren im Interferenzbild.

Es sei in Fig. 24 der innere Kreis, das Gesichtsfeld des Konoskops, der äußere Kreis der um den Mittelpunkt des Gesichtsfeldes beschriebene Einheitskreis, dessen Radius $r = \frac{\beta}{k}$, wobei β der Brechungsexponent des Minerals, k die Mallard'sche Konstante. OA OB seien die beiden Richtungen, deren Winkel φ gesucht wird. OA bildet mit der Mikroskopaxe den Winkel α, OB den Winkel β. Beschreiben wir mit dem Radius $\frac{\beta}{k}$ um O eine Kugel und ziehen $AA' // BB' // CO$, so sind $A'B'$ die Spuren der Axen AB im Gesichtsfeld. Ihre Distanz in Millimetern ausgedrückt sei d. Diese Distanz d oder die ihr parallele Strecke AD bildet mit der Sehne des Winkels φ AB als Hypotenuse und dem Abschnitt BD als zweite Kathete ein rechtwinkeliges Dreieck. Der Abschnitt BD ist die Differenz von $BB' - AA'$ oder die Differenz der Cosinus der Winkel α und β.

Dies führt zu folgender einfachen Konstruktion (Fig. 24 unten). Man zieht auf dem Zeichenblatt mit dem Radius $r = \frac{\beta}{k}$ den Einheitskreis um O, errichtet in A eine Senkrechte auf OA, in B eine Senkrechte auf OB. Die Differenz der beiden Senkrechten trägt man in B senkrecht auf AB auf und verbindet das Ende mit A; die Hypotenuse des so entstehenden rechtwinkeligen Dreiecks ist dann die gesuchte Sehne. Die Länge der Sehne in Millimetern gemessen und geteilt durch die Länge des Einheitsradius r gibt den Zahlenwert der Sehne, der in einer Sehnentafel den zugehörigen Winkel φ aufsuchen läßt.

Fig. 24.



Noch zweckmäßiger ist folgendes Verfahren, welches auf den Umstand Rücksicht nimmt, daß bei der Axenbestimmung durch camera lucida und drehbaren Zeichentisch jede Axe zweimal in um 180° verschiedenen Stellungen fixiert wird. Man hat daher auf dem Zeichenbrett vier Axenörter $A_1 A_2$ und $B_1 B_2$.

Man überträgt durch Parallelverschiebung mittels Dreiecklineal die Richtungen $A_1 A_2$ und $B_1 B_2$ auf ein Blatt Papier, trägt vom Durchschnittspunkt O aus die Strecken $A_1 A_2$ und $B_1 B_2$ in den betreffenden Richtungen auf. Nun wird der Einheitskreis mit dem doppelten Radius $R = 2\,\frac{\beta}{k}$ gezogen. Die übige Konstruktion ist dieselbe wie früher. Die Vergrößerung des Konstruktionskreises ist für die praktische Ausführung angenehm, außerdem hat man den Vorteil, daß auf bequeme Art das Mittel von zwei unabhängigen Beobachtungen verwertet werden kann.

In vielen Fällen ist die Korrektur, welche so an dem linearen Abstand der Axenörter vorgenommen wird, unbedeutend; will man auf die Korrektur verzichten, so kann man den linearen Abstand der Axenörter mit $\frac{k}{\beta}$ multiplizieren und den gefundenen Wert in der Tafel der Sehnen oder des Sinus suchen.

Bequem ist eine Kurve, für welche als Abszisse die Werte von d in Millimetern, als Ordinaten die zugehörigen Winkel φ eingetragen sind. Zweckmäßig konstruiert man diese Kurven für die Brechungsexponenten 1·5, 1·6, 1·7, zwischen welche man dann leicht nach dem tatsächlich vorhandenen Brechungsexponenten interpolieren kann.

Ermittlung des Axenwinkels 2V aus der Spur einer Axe und einer Mittellinie.

Sind die Spuren beider optischen Axen im Gesichtsfeld sichtbar, so kann der Winkel $2V$ nach der eben entwickelten Konstruktion leicht ermittelt werden. Die Fehlergrenze kann auf zirka 1° veranschlagt werden bei Anwendung des Objektivs 7 von Fueß; sie ist erheblich größer bei Anwendung des Immersionssystems, das einen viel kleineren Einheitskreis besitzt.

Dieser Fall kommt aber selten vor. Häufiger finden sich unter den zufälligen Schnitten solche, die eine Axe und eine der Mittellinien im Gesichtsfelde zeigen.

Als Marke für die Spur der Mittellinie verwende ich das schwarze Kreuz, das in der Normalstellung der Platte zum Vorschein kommt. Indem man bei gleicher Einstellung von Objekt- und Zeichentisch der Mitte der beiden schwarzen Balken nachfährt, findet man den Durchschnittspunkt, die Spur der Mittellinie. Ist anderseits der Ort der Axe ermittelt, so führt die S. 37 [91] angegebene Konstruktion unmittelbar zur Kenntnis von V.

Die Ermittlung der Spur der Mittellinie ist aus mehreren Gründen ungenau. Erstens sind die beiden sich zum Kreuze schließenden Balken ziemlich breit und verwaschen. Ferner entspricht der Mittelpunkt des Kreuzes nur dann genau der Spur der Mittellinie, wenn sie mit dem Mittelpunkte des Gesichtsfeldes zusammenfällt. Ist dies nicht der Fall, so entspricht der Mittelpunkt des Kreuzes nicht mehr dem Orte der Mittellinie, sondern die Mittellinie liegt näher dem Mittelpunkte, wenn die Abweichung in der Axenebene

Fig. 25.

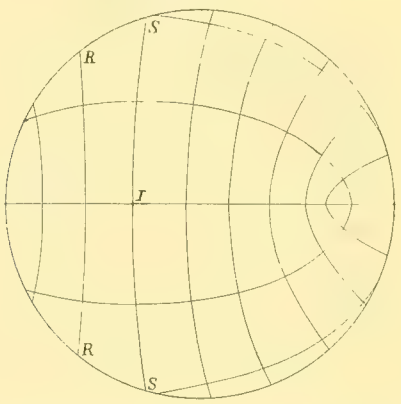
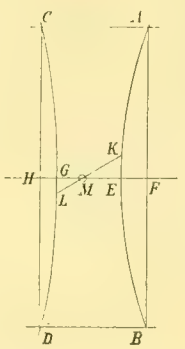


Fig. 26.



erfolgt, und weiter entfernt vom Mittelpunkte, wenn die Abweichung senkrecht zur Axenebene erfolgt. Unter allen Umständen wird also V größer gefunden als es wirklich ist.

Der letztere Fall braucht uns weniger zu interessieren als der erstere, der für die Beobachtung günstiger ist. Das Studium der Skiodromen läßt diesen Fehler sofort übersehen und auch seiner Größe nach abschätzen.

Fig. 25 zeigt die Skiodromen eines zweiaxigen Krystalls mit $2V = 60$ in verschobener Stellung, so daß die Mittellinie 10° nach links abweicht.

Man bemerkt, daß die durch die Mittellinie gehende symmetrische Skiodrome SS nicht mehr geradlinig durch das Gesichtsfeld läuft, sondern nach links konvex ist. Die nächste gezeichnete Skiodrome RR ist noch konvex nach rechts. Eine Skiodrome, die zwischen beiden zu interpolieren wäre, verläuft geradlinig, und an dieser Stelle erscheint der Mittelbalken, dorthin verlegt die Beobachtung den Mittelpunkt des schwarzen Kreuzes.

Um ein beiläufiges Maß des Fehlers zu erhalten, verfuhr ich folgendermaßen. Es handelt sich offenbar um den Ort, wo die geradlinig erscheinende Skiodrome zu interpolieren ist.

Man kann nun in roher Annäherung den Ort der geraden Skiodrome ermitteln, indem man annimmt, daß sich die Krümmung der Skiodromen zwischen zwei gezeichneten Skiodromen proportional ihrer Lage ändert.

Ein Maß für die Krümmung liefert die Ermittlung der Pfeilhöhe gleich langer Sehnen (vergl. Fig. 26). Man schneidet auf den beiden nach links und nach rechts konvexen Skiodromen, zwischen denen die

gerade Skiodrome zu suchen ist, gleiche Sehnen ab durch zwei in gleicher Entfernung von der Axenebene gezogene Linien. Man zieht die gleich langen Sehnen *AB* und *CD* und erhält die Pfeilhöhen *EF* und *GH*. Trägt man nun die Pfeilhöhe vom Scheitel der Skiodrome *AB* nach oben, bei der Skiodrome *CD* nach unten senkrecht zur Trasse der Axenebene auf (*EK* und *GL*) und verbindet die Endpunkte durch eine gerade Linie *KL*, so liefert deren Durchschnittspunkt mit der Trasse der Axenebene *M* den Ort, wo unter der oben erwähnten Annahme die Pfeilhöhe 0 ist, wo also die gerade Skiodrome die Trasse der Axenebene durchsetzt oder den Mittelpunkt des schwarzen Kreuzes.

Die Betrachtung des Kugelmodells und die faktische Konstruktion läßt erkennen, daß die Größe des Fehlers mit der Abweichung der Mittellinie von der Mikroskop-Axe und mit der Größe *V* wächst. Für $V = 0$ ist der Fehler 0, die optische Axe eines einaxigen Krystalls wird am richtigen Orte beobachtet.

Auf die oben angegebene Art wurde für eine Anzahl verschiedener *V*-Werte und für verschiedene Abweichungen der Mittellinie vom Mittelpunkte des Gesichtsfeldes der Kreuzmittelpunkt konstruiert. Das Resultat dieser Arbeit ist in folgender Tabelle enthalten:

Abweichung der Mittellinie.

V	Wahre	Scheinbare	Fehler
30°	10°	11°5	2°5
	20	24	4
	30	35	5
45°	5°	7°5	2°5
	10	13·7	3·7
	20	27·2	7·2
	30	38·8	8·8
60°	5°	8°3	3°3
	10	18	8
	20	30·6	10·6
	30	43	13

Der Inhalt der Tabelle ist in einer zum Gebrauche bequemeren Form in der Kurvenfigur 27 zur Darstellung gebracht.

Die durch die Beobachtungen gegebenen Größen sind: der scheinbare Wert von *V* und die (in der Richtung der Axenebene genommene) scheinbare Abweichung der Mittellinie vom Mittelpunkt des Gesichtsfeldes, beides in Winkelmaß ausgedrückt.

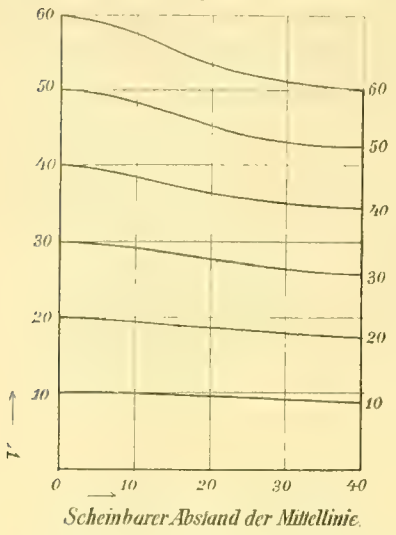
Man sucht auf der Abszisse die gefundene Abweichung der Mittellinie und schreitet aufwärts bis zu jener Kurve, welche dem gefundenen Wert von *V* entspricht. Die zugehörige am Millimeternetz abgelesene Ordinate gibt dann entsprechend der links am Rande beigesetzten Gradskala den korrigierten Wert von *V*.

Die Kurven für beobachtetes *V* sind von 10 zu 10 Grad ausgezogen. Die Kurven für Zwischenwerte lassen sich leicht interpolieren.

Die Korrekturgrößen wurden ermittelt durch Konstruktion der Skiodromen in stereographischer Projektion. Die konoskopische Beobachtung erfolgt aber in orthogonaler Projektion. Es entsteht die

Frage, ob nicht durch Anwendung der stereographischen Projektion ein bedenklicher Fehler gemacht wird. Dies ist jedoch nicht der Fall. Durch Übergang von der stereographischen Projektion zur orthogonalen werden allerdings die Enden der Skiodromenstücke weiter nach einwärts gerückt als die Scheitel.

Fig. 27.



Es wird also die Pfeilhöhe der nach außen konvexen Skiodrome erhöht, der nach innen konvexen vermindert, und nach dem angenommenen Konstruktionsprinzip die gerade Skiodrome weiter nach außen gerückt, der Fehler vergrößert.

In orthogonaler Projektion sind nun aber auch die äquatorialen Skiodromen zu berücksichtigen, welche horizontale Tangenten entlang der symmetrischen Skiodrome haben. Es würde also nach der Konstruktion an den Äquatorial-Skiodromen die Kreuzmitte wieder einwärts gerückt. Der Effekt kann nur der sein, daß die beobachtete Kreuzmitte ungefähr dort liegt, wo sie die Konstruktion in stereographischer Projektion hin verlegt. Um die Anwendung der Korrekturtafel zu zeigen, seien einige Beispiele angeführt.

1. Beispiel.

Hornblende von graugrüner Farbe im Anorthit-Amphibolit von Senftenberg in Niederösterreich zeigt einen ziemlich großen Winkel der optischen Axen.

Ein Schnitt läßt mit dem Immersionssystem die eine Axe und die Mittellinie α erkennen. Die Konstruktion gibt $V = 49^1/_2°$. Der Abstand der Mittellinie ist $33^1/_2°$ (also sehr ungünstig für die Messung). Aus der Kurventabelle ergibt sich der korrigierte Wert $V_\alpha = 42°$.

Ein zweiter Schnitt gibt die Axe und die Mittellinie γ. Beobachteter Wert von $V = 56°$, Abweichung der Mittellinie V_γ 31°. Aus der Kurventabelle ergibt sich: $V_\gamma = 47 \cdot 4°$.

Die beiden Werte stimmen wie man sieht mit einem Fehler von $^1/_2°$ überein.

Auf einem anderen Wege wurde ermittelt: $2V_\alpha = 86°, 86 \cdot 5°, 87°$, im Mittel $V_\alpha = 43 \cdot 2°$, was auch noch nicht um mehr als einen Grad von den angeführten Beobachtungen abweicht.

2. Beispiel.

Muscovit im Aplitschiefer vom Lapenkar zeigt Axe und Mittellinie im Gesichtsfeld. Die Messung von V ergibt 22°. Abstand der Mittellinie 12°. Hiernach korrigierter Wert von V 20·9°.

Da hier im Gesichtsfeld des Immersions-Systems noch die zweite optische Axe sichtbar war, konnte $2V$ direkt gemessen werden und ergab sich gleich 41°; aus dem korrigierten Werte folgt 41·8°, während der nicht korrigierte 44° ergeben würde.

3. Beispiel.

Baryt von Teplitz. $2V$ wurde an einer Platte senkrecht zur I. Mittellinie ermittelt zu 37·2°, V=18·6°. Eine Platte nahezu senkreckt zur optischen Axe lies folgende Bestimmungen machen: Scheinbarer Abstand der Mittellinie 18·8°, $V = 20 \cdot 5°$. Die Korrektur ergibt $V = 19°$.

Die Prüfung der Korrekturtabelle an diesen und anderen Beispielen hat also eine ziemlich gute Übereinstimmung zwischen den korrigierten und den anderweitig bestimmten richtigen Werten ergeben.

Es ist übrigens eine genauere Prüfung des Verfahrens im Zuge, über die an anderer Stelle berichtet werden wird.

Außer der Bestimmung von V wurden die Interferenzbilder vielfach zu Messungen herangezogen, um über die Änderung der Lage der Axen in verschiedenen Schichten von isomorphen Schichtkrystallen Aufschluß zu erhalten, sowie auch um die Lage von optischen Axen in den Lamellen zwillingsgemäß verwachsener Individuen zu ermitteln.

Diese Untersuchungen wurden unter Anwendung eines Schlittentisches durchgeführt, der eine Parallelverschiebung des Präparates ermöglicht. Durch dieses Hilfsmittel ist es möglich, nacheinander die optischen Axen verschiedener Teile des Durchschnittes auf dasselbe Zeichenblatt zu projizieren und ihre gegenseitige Lage zu ermitteln.

Anwendungen dieser Methoden wolle man bei Feldspat, Hornblende, Epidot nachsehen.

III. ZUR PHYSIOGRAPHIE

DER

GEMENGTEILE DER KRYSTALLINEN SCHIEFER

VON

F. BECKE,
W. M. K. AKAD.

Mit 19 Textfiguren und 2 Tafeln.

VORGELEGT IN DER SITZUNG VOM 12. JULI 1906.

Die Feldspate.

Die Feldspate spielen in der Zusammensetzung der alpinen Gesteine eine so wichtige Rolle und ihre Ausbildung bietet so viele interessante Probleme, daß ihrem Studium große Sorgfalt und Mühe zugewendet wurde.

Eine abschließende Behandlung der Feldspate und ihrer Rolle in unseren Gesteinen kann zweckmäßig erst am Schluß der Arbeit gegeben werden. Hier sollen vornehmlich jene Beobachtungsmethoden besprochen werden, welche bei der Untersuchung der Gesteinsfeldspate Anwendung finden; dies wird eine wesentliche Abkürzung der späteren Gesteinsbeschreibungen ermöglichen. Dabei werden allerdings einige allgemeine Resultate schon hier zur Sprache kommen.

Als allgemeinstes Resultat ergibt sich die Zweiteilung in Kalifeldspat einerseits, Plagioklas anderseits.

Kalifeldspat.

Der Kalifeldspat ist stets durch seine schwache Lichtbrechung zu erkennen. Unter den gewöhnlichen Gemengteilen der krystallinen Schiefer ist er der am schwächsten lichtbrechende und fast der einzige, dessen Brechungsexponent unter den des Canadabalsams heruntergeht. Nur Albit kommt ihm nahe, und wenn die Grenze zwischen Albit und Kalifeldspat unregelmäßig gestaltet ist, ist Aufmerksamkeit von nöten, um die höhere Lichtbrechung des Albites wahrzunehmen.

Der Kalifeldspat ist außerdem noch durch seine schwache Doppelbrechung charakterisiert. Auch hierin hat er unter den Gemengteilen mit niederer Lichtbrechung keinen Konkurrenten.

Krystallformen zeigt der Kalifeldspat nur selten und nur in jenen Gesteinen, welche nachweislich aus Erstarrungsgesteinen hervorgegangen sind, als Reststruktur. Aber auch in diesen Fällen wird die Begrenzung der Durchschnitte von Kalifeldspat im Detail durch die mitvorkommenden anderen Gemengteile bestimmt. Im Grundgewebe der Gneise zeigen die kleinen Kalifeldspate sehr häufig typisch xenoblastische Formen. Wenn Kalifeldspat als typomorpher Gemengteil in Paragneissen auftritt, zeigt er stets solche xenoblastische Formen.

Der Kalifeldspat zeigt stets mehr oder weniger deutlich die Gitterung des Mikroklins wenigstens andeutungsweise, so daß man sich zu der Behauptung versucht fühlt, ein wirklicher Orthoklas existiere in den Gesteinen der Zentralalpen als Gesteinsgemengteil überhaupt nicht. Diese Aussage bezieht sich natürlich nicht auf den als Drusenmineral auftretenden Adular. In jenen Fällen, wo die Zuweisung zum Mikroklin nicht sichergestellt oder zweifelhaft ist, werden wir den allgemeinen Ausdruck: Kalifeldspat gebrauchen, Mikroklin, wenn in den entsprechenden Schnitten die Gitterlamellierung erkennbar ist.

In vielen Fällen sind die Gitterlamellen in ihrer Verteilung von Einschlüssen, von den eingelagerten Albitlamellen, von Knickungen u. s. w. beeinflußt, so daß wenigstens des öfteren eine Abhängigkeit von Pressung anzunehmen ist.

Die Ausbildung der Mikroklingitterung ist allerdings überaus verschieden: Von der deutlichsten Gitterung, wie sie ähnlich in den sibirischen und nordamerikanischen Amazoniten bekannt ist, bis zu der verschwommenen submikroskopischen Ausbildung, die sich durch wogende Auslöschung verrät, erscheinen alle Übergänge.

Deutliche Mikroklingitterung zeigen insbesondere die oft handtellergroßen Kalifeldspate des Antholzer Granitgneises, der Tschigat-Masse, die des Granitgneises von Umhausen. In den Kalifeldspaten des »Zentralgneises« der hohen Tauern ist die Gitterung feiner. (Vergl. Fig. 4, Taf. 1 aus Antholzer Granitgneis und Fig. 1 aus Syenitgneis von Böckstein).

Die deutliche Gitterstruktur mit Lamellen parallel M und nahe senkrecht hiezu findet man nur in den am stärksten doppelbrechenden Schnitten parallel P und nahe liegenden. (Vergl. Taf. 1, Fig. 1, Durchschnitt links, Fig. 4, Fig. 5.)

In Schnitten nach (100) und senkrecht zu M und P zeigt sich mehr eine flammige Zeichnung von Lamellen, die sich in ihrer Auslöschung wenig unterscheiden; solche Schnitte und nahe liegende lassen dann bei gröberer Ausbildung den Austritt der Mittellinie α erkennen, und zwar in den beiden Lamellensystemen stark gegeneinander verschoben. (Vergl. Fig. 2 und 3, Fig. 4, mittlerer Durchschnitt.) Auch schiefe Schnitte zeigen die Lamellen schlecht begrenzt infolge von keilförmiger Überlagerung ihrer Ränder (Fig. 5 unten). Alle Durchschnitte des Kalifeldspates lassen sich durch Drehung zwischen gekreuzten Nikols in eine Stellung bringen, wo die Gitterlamellierung, die wogende Auslöschung etc. verschwindet, der Durchschnitt homogen wie ein einheitliches Individuum aussieht. Alles, was nicht zu demselben Individuum gehört, tritt dann in abweichender Interferenzfarbe hervor. (Éclairement commun von M. Lévy.) Die perthitischen Albitbänder lassen sich auf diese Art gut zur Anschauung bringen. (Vergl. Taf. 1, Fig. 3). Ist ein Karlsbader Zwilling senkrecht zu (010) getroffen, so tritt diese Stellung für beide Teile in der Diagonalstellung ein, sonst hat jeder Teil des Zwillings seine besondere Stellung gemeinsamer Aufhellung.

Schnitte parallel M zeigen gewöhnlich infolge der submikroskopischen Ausbildung der Zwillingslamellierung keinen Unterschied gegen Orthoklas. Insbesondere erhält man ein Interferenzbild, als ob die Mittellinie γ zentral austräte. Nur in sehr grob struierten Mikroklinen läßt sich in sehr dünnen Schnitten die Abweichung der γ von der Normalen von M wahrnehmen. (Fig. 6, Taf. 1.)

In diesen Schnitten wurde die Auslöschungsschiefe auf M kaum jemals größer als $+ 6°$ gefunden, das ist die Auslöschungsschiefe des reinen Kalifeldspates. Der größte Brechungsexponent wurde in den Fällen, wo er bestimmt wurde, immer merklich kleiner als $1 \cdot 53$ gefunden.

Bemerkenswert ist ferner, daß wir bei zahlreichen Beobachtungen nie ein Wachsen des negativen Achsenwinkels über 90° hinaus beobachteten (Isorthose, Duparc.)[1] Der Charakter der Doppelbrechung erschien stets negativ.

In den mannigfaltigen parallelen Verwachsungen mit Albit konnte ich mich öfter von der gegeneeitigen Lage der Achsen des Kalifeldspates und Albites überzeugen. Sie wurde immer gefunden, wie sie

[1] L. Duparc et L. Mrazec, Le Minerai de Fer de Troitsk, St. Petersburg 1904, pag. 59. — L. Duparc: Sur une nouvelle variété d'orthose. Comptes rendus, *138*, pag. 714, 1904.

nach der bekannten Orientierung sein muß. Die Achsenebene des Kalifeldspates bildet mit P einen kleineren Winkel als die des Albites, die optische Achse des Albites liegt näher gegen die Mittellinie γ als die des Kalifeldspates. Der Winkel zwischen den beiderlei Achsen ist nicht sehr groß. Wegen der schwachen Doppelbrechung des Kalifeldspates sind übrigens die Achsenbilder sehr verwaschen und da außer dem qualitativen Nachweis der richtigen Orientierung sich kein weiteres Interesse an die Größe dieses Winkels knüpft, wurden Bestimmungen desselben nicht vorgenommen.

Unter den Verhältnissen unter denen die Gesteine der Zentralalpen krystallisierten, entwickeln sich also nie physikalisch homogene Mischungen von Kali- und Natronfeldspat oder Anorthoklase;[1] es findet vielmehr immer eine reinliche Scheidung statt.

Reichlich sind dagegen mechanische Gemenge von Kalifeldspat und albitreichen Plagioklasmischungen, die Perthite, vorhanden. Ihre Entwicklung ist eine sehr mannigfaltige.

Neben Verwachsungen, die auf ein gleichzeitiges Wachsen beider Feldspatarten hindeuten, finden sich solche, wo eine Ausscheidung der Albiteinlagerungen aus einer ursprünglich physikalisch homogenen Mischung von Albit in Kalifeldspat (feste Lösung) wahrscheinlich wird, und endlich finden sich Fälle, die auf eine allmähliche Verdrängung von Kalifeldspat durch Albit hinweisen (Schachbrett-Albit S. S. 28).

In den Gneisen der Zentralalpen zeigen die Perthitlamellen nie die sehr stetigen Grenzen, die für die Mikroperthite der sicher einem sehr tiefen Niveau entstammenden Granitgneise und Granulite des niederösterreichischen Waldviertels charakteristisch sind, und welche kürzlich F. E. Sueß eingehend beschrieben hat (Jahrb. d. k. k. Geol. R. A., *54*, 416). Vielmehr zeigen die Perthitbänder immer eine zackige, rauhe Grenzlinie, wie in den Figuren Taf. 1, Fig. 1 und Fig. 6, gut zu sehen ist.

Die von F. E. Sueß (l. c.) aufgestellte Gruppe der Antiperthite hat in alpinen Gesteinen nur spärliche Verbreitung. Was von derartigen Verwachsungen bekannt ist, stammt aus der Ötztaler Masse.

Als eine durchgreifende Erscheinung kann man hinstellen, daß der Kalifeldspat und der aus ihm durch Verdrängung hervorgehende Schachbrett-Albit (siehe später) frei ist von jenen kleinen Glimmerschüppchen, welche in den Plagioklasen nie fehlen[2], wo sie gewöhnlich begleitet sind von Nädelchen von Zoisit oder Klinozoisit oder kleinen Rhombendodekaëdern von Granat.

Dagegen findet man im Kalifeldspat bisweilen kleine Rhomboëderchen von Calcit eingewachsen. Häufig ist auch eine feine Trübung, welche den Dünnschliffen von Kalifeldspat im auffallenden Licht eine bläulichweiße, im durchfallenden eine schwach bräunlichgelbe Färbung verleiht. Bei Untersuchung mit starken Objektiven sieht man dann unregelmäßig gestaltete, anscheinend leere Hohlräume.

Plagioklas.

Von den Plagioklasen kennen wir in unseren Gesteinen die ganze Reihe vom Albit bis zu ziemlich anorthitreichen Mischungen. Doch treten die letzteren sehr zurück und fehlen weiten Gebieten vollständig. Die größte Verbreitung haben Plagioklase aus dem Bereich der Mischungsreihe zwischen Albit und Oligoklas. Es gibt ausgedehnte Regionen wo als typomorphe Gemengteile der krystallinen Schiefer überhaupt nur diese albitreichen Mischungsglieder auftreten.

Die Bestimmung der Gesteinsplagioklase ist nunmehr so durchgearbeitet, daß man kaum irgendwo über die Natur der auftretenden Plagioklase in Zweifel zu sein braucht.

---

[1] Was von Duparc im Protogin des Montblanc als Anorthoklas beschrieben wurde, dürfte wahrscheinlich der später erwähnte Schachbrett-Albit sein. (Vergl. später Seite 28).

[2] Dies hebt schon Weinschenk ganz richtig hervor. Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, II. Münchener Akademie, 1894, pag. 81.

Eine Fülle von sinnreichen Methoden knüpft sich an die Arbeiten von v. Fedorow[1] und Michel Lévy.

Die Feldspatbestimmungen des erstgenannten Forschers entbehren der direkten chemischen Analyse. Die Beziehung zur chemischen Mischung wurde gesucht und gefunden auf dem Wege der Kurven der Auslöschungsschiefen auf *M* und *P* von Max Schuster.

Die Diagramme von Michel Lévy[2] gehen auf die Beobachtungen von Fouqué[3] zurück, die zum großen Teil an chemisch bestimmtem Material ausgeführt sind. Dabei zeigt sich bei M. Lévy ein gewisses Schwanken in der Angabe des Gehaltes von Ab und An in den Plagioklasen, deren optische Orientierung dargestellt wurde. So wurde für Diagramm II erst 20%, später 18% An angegeben, für III erst 25, dann 28, V wurde von 50 nach 47, VI von 57 nach 60 verschoben.

Ich glaubte ferner zu bemerken, daß die Beziehung auf die chemische Abszisse nicht in allen Fällen mit den Beobachtungen von Max Schuster in Einklang zu bringen war.

Da nun auch die optischen Orientierungen mittels Camera lucida und Zeichentisch eine erheblich größere Genauigkeit zu haben schienen als die älteren Beobachtungen, da ferner eine Anzahl neuer Bestimmungsstücke in Gebrauch genommen wurden, welche ich nach derselben Methode, mittels deren sie bei der Gesteinsuntersuchung Verwendung fanden, an chemisch bekanntem Material ermitteln konnte, lag es nahe, sich von den älteren Beobachtungen ganz zu emanzipieren. So wurden für die albitreichere Hälfte der Plagioklase eine Reihe von sorgfältigen Bestimmungen ausgeführt[4] und diese dann später so weit es mir möglich war über die ganze Plagioklasreihe ausgedehnt.

Das Resultat dieser Arbeiten ist in der folgenden Tabelle mitgeteilt. Die Einzelbeobachtungen, auf denen diese Tabelle beruht, sind in einem besonderen Kapitel zusammengefaßt.

		Position der Achse			
		A		B	
	An %	λ	φ	λ	φ
Albit	5	+ 64°7	— 49°5	— 78°8	— 47°9
Oligoklas-Albit	13	+ 67	— 46	+ 85·5	+ 47·5
Oligoklas	20	+ 69	— 42	+ 70	+ 44
Oligoklas	25	+ 72	— 40	+ 60	+ 41
Andesin	37	+ 80	— 43	+ 36·5	+ 38
Labrador	52	+ 76·7	— 55·7	+ 15·7	+ 35
Labrador	63	+ 76	— 56	+ 8	+ 23
Bytownit	75	+ 64	— 56	+ 1·8	+ 12·7
Anorthit	100	+ 57·9	— 63·2	— 6·2	— 2·6

Die hier zusammengestellten Zahlen sind von ungleichem Wert. Die unter 1, 2, 3, 4, 6, 8, 9 dürften in Bezug auf die Orientierungen der Achsen kaum um mehr als 1° unrichtig sein. In Bezug auf den Anorthitgehalt schätze ich den möglichen Fehler bei 2, 3, 4, auf weniger als 2%. Bei 1 und 9 bin ich weniger sicher. Bei 8 ist der Anorthitgehalt vielleicht um 1—2% zu hoch angenommen.

Die Orientierungen 5 und 7 sind erheblich weniger genau. Der Anorthitgehalt ist hier nicht unmittelbar bestimmt, sondern durch Vergleich mit chemisch bekanntem Material erschlossen. Namentlich

---

[1] Zahlreiche Artikel in der Zeitschr. f. Kryst. Die wichtigsten: Universal. (Theodolith-) Methode in der Mineralogie und Petrographie *22.* 229—268. — Die zu den optischen Achsen normalen Schnitte der Plagioklase. *25,* 94, 95. — Universalmethode und Feldspatstudien. *25.* 225 und *27.* 337.

[2] Étude sur la determination des Feldspats dans les plaques minces. 1. fascicule 1894, 2. fascicule 1896, 3. fascicule 1904, Paris, Béranger Editeur.

[3] Contribution à l'étude des Feldspats des roches volcaniques. Paris Bull. soc. franç. de Mineralogie 1894.

[4] Vergl. die Zusammenstellung der hierauf bezüglichen Publikationen im Anhang.

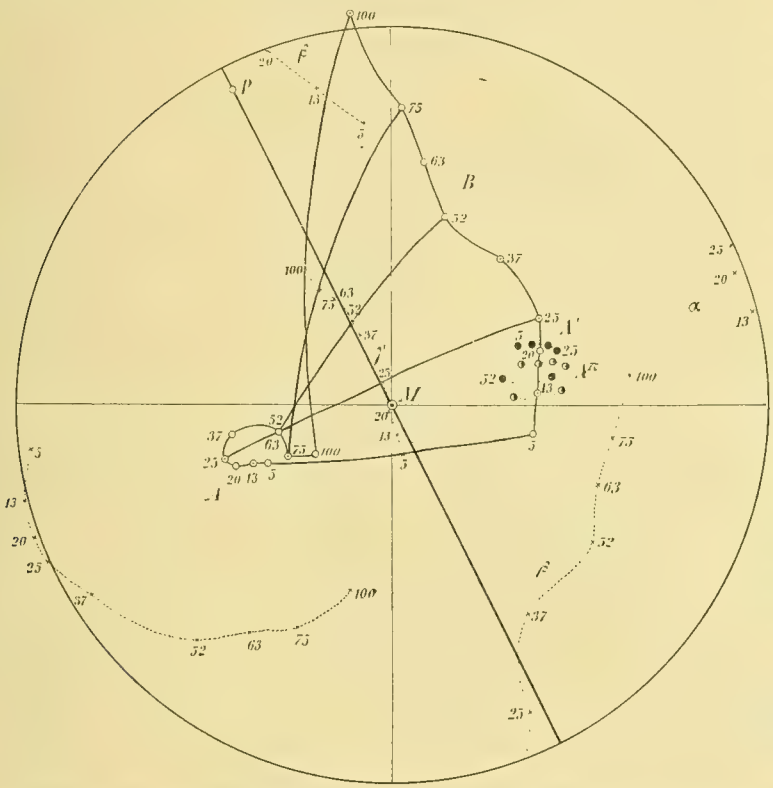
Nr. 7 ist wahrscheinlich noch mit größeren Fehlern behaftet, wenngleich wahrscheinlich weniger fehlerhaft als der Typus VI von Michel Lévy. Die basischen Plagioklase sind bisher noch immer recht wenig genau bekannt.

Trägt man diese Achsenpositionen in eine stereographische Projektion ein (vergl. die Projektion. Fig. I), so wird man sich des Eindruckes nicht erwehren können, daß es sich hier um eine einheitliche und stetige Reihe von Positionsänderungen handelt, wie schon Max Schuster klar erkannt hatte. Dieser Eindruck wird noch verstärkt, wenn man beachtet, daß sich diese Achsenbahnen mit einem ziemlichen Grad von Annäherung auf Grund gewisser sehr einfacher Hypothesen aus der Orientierung von Albit und Anorthit und dem Mischungsverhältnis beider vorausrechnen lassen. Auf diese Frage, die ich an anderer Stelle[1] behandelt habe, soll jedoch hier nicht näher eingegangen werden.

Es genügt das Resultat anzugeben:

Zwei sich nicht sehr stark voneinander unterscheidende Hypothesen: Mallard's Hypothese der parallelen Verwachsung, und Pockel's Hypothese der festen Lösung, gestatten die Vorausberechnung

Fig. I.



Die Fig. I stellt eine stereographische Projektion der Plagioklase auf M (010) dar; außer der M-Fläche ist nur noch die Fläche P (001) eingetragen. Von den kleinen Winkeldifferenzen zwischen Albit und Anorthit ist abgesehen. Die Orientierung der sämtlichen Plagioklase ist so eingetragen, als ob die Prismenzone (der horizontale Durchmesser), die Fläche M und die Vertikalachse gemeinsam wäre. Die Ziffern 5, 13, 20, 25, 37, 52, 63, 75, 100 beziehen sich auf den Anorthitgehalt der dargestellten Mischungen, ausgedrückt in Molekularprozenten Anorthit.

Eingetragen sind die optischen Achsen A und B (leere Kreise), ferner die Mittellinien α und γ und die optische Normale β. Von Albit 5 %, Oligoklas 25 %, Labrador 52 %, Bytownit 75 %, Anorthit 100 % Anorthitgehalt sind auch die Stücke der Achsenebenen zwischen den Achsenpolen, welche die Mittellinie γ enthalten, ausgezogen.

Die vollen Punkte A' geben die Position der A-Achsen im Zwilling nach dem Albitgesetz, die halb schwarzen Punkte A^{π} die Position der A-Achsen nach dem Periklingesetz und zwar für die Plagioklase von 5—52 % Anorthitgehalt. Durch Ausmessen der Bögen zwischen den zusammengehörigen Punkten BA' und BA^{π} erhält man die Winkel zwischen den ungleichen Achsen im Albit- und Periklinzwilling (Vergl. p. 14). Ebenso lassen sich der Projektion auch die Zwillingswinkel B_1B_2 und A_1A_2 des Karlsbader Zwillings entnehmen; sie sind gleich dem doppelten Abstand des Achsenpoles von dem horizontalen Durchmesser.

Der doppelte Abstand einer der Achsen B vom Grundkreis gibt den Winkel BB' eines Albitzwillings bei den basischen Plagioklasen, der doppelte Abstand vom vertikalen Durchmesser den Winkel zwischen den B-Achsen der Individuen 1 und 2' eines Doppelzwillings nach dem Karlsbader und Albitgesetz.

der Achsenbahnen und der Brechungsindizes. Beide Hypothesen stellen den Gang der Erscheinungen mit einer gewissen Annäherung dar, doch sind Unterschiede gegen die Beobachtung vorhanden von einer solchen Größe, daß sie durch Verkleinerung der Beobachtungsfehler nicht zum Verschwinden gebracht werden können. Die Rechnungsresultate nach beiden Hypothesen unterscheiden sich voneinander weniger als beide von der Beobachtung.

Hieraus ist zu schließen, daß Momente ins Spiel kommen, die bei der Aufstellung der Hypothesen nicht in Rechnung gezogen wurden. Ich vermute, daß die Annahme beider Hypothesen, in der Mischung

[1] Tschermak's Mineral. petr. Mitt., Bd. 25. Tschermakheft.

kämen die unveränderten optischen Eigenschaften der Endglieder nach Maßgabe des Mischungsverhältnisses zur Geltung, unrichtig ist. Beim Zusammenkrystallisieren von Albit und Anorthit müssen wegen der nicht vollständigen Übereinstimmung des Molekularvolums und der Krystallform mechanische Spannungen eintreten, die optische Deformationen bei beiden Endgliedern, und zwar je nach dem Mischungsverhältnis in verschiedenem Ausmaß bedingen. Und in diesen Spannungen ist der Grund der Abweichung zwischen Theorie und Erfahrung zu suchen.

Zum Zweck der Bestimmung genügt natürlich der empirisch festgestellte Verlauf der optischen Änderungen.

Aus den hier zusammengestellten Beobachtungsdaten wurden nun Bestimmungsdiagramme konstruiert. Ich glaube, daß sie nicht sehr stark mit Fehlern behaftet sind, namentlich in dem hier am meisten gebrauchten Abschnitt zwischen Albit und Andesin.

Jedenfalls aber stimmen die Diagramme untereinander überein, und wenn Fehler vorkommen, so wurden bei allen Bestimmungen dieselben Fehler begangen, wodurch die Vergleichbarkeit gesichert ist.

Die Diagramme beziehen sich:

1. Auf die Lichtbrechung.
2. Auf die Auslöschungsschiefe in bestimmten leicht auffindbaren Schnitten.
3. Auf die Winkel der Achsen und der Achsenebenen in Zwillingen.

1. Lichtbrechung.

Aus den im Anhang S. 44—55 mitgeteilten Daten ergibt sich folgende Tabelle der Brechungsexponenten:

	An%	α	β	γ	$\gamma-\alpha$
Albit	5	1·5285	1·5321	1·5387	0·0102
Oligoklas-Albit	13	1·5341	1·5381	1·5431	90
Oligoklas	20	1·5388	1·5428	1·5463	75
Oligoklas	25	1·5417	1·5458	1·5490	73
Labrador	52	1·5553	1·5583	1·5632	79
Bytownit	75	1·564	1·569	1·573	91
Anorthit	100	1·5756	1·5835	1·5885	129
		ω		ε	
Quarz		1.5442		1·5533	0·0091

Alle diese Brechungsexponenten gelten für Na-Licht.

Durch Vergleich mit Quarz lassen sich nach der Lichtbrechung folgende Gruppen von Plagioklasen unterscheiden. (Vergl. Fig. 1.)

	An%	Parallelstellung		Kreuzstellung	
Albit und Oligoklas-Albit	0—16	$\alpha'<\omega$	$\gamma'<\varepsilon$	$\alpha'<\varepsilon$	$\gamma'<\omega$
Saurer Oligoklas	16—22	$\alpha'<\omega$	$\gamma'<\varepsilon$	$\alpha'<\varepsilon$	$\gamma'=\omega$
Basischer Oligoklas	22—30	$\alpha'=\omega$	$\gamma'<\varepsilon$	$\alpha'<\varepsilon$	$\gamma'>\omega$
Saurer Andesin	30—41	$\alpha'>\omega$	$\gamma'=\varepsilon$	$\alpha'<\varepsilon$	$\gamma'>\omega$
Basischer Andesin	41—48	$\alpha'>\omega$	$\gamma'>\varepsilon$	$\alpha'=\varepsilon$	$\gamma'>\omega$
Labrador-Anorthit	48—100	$\alpha'>\omega$	$\gamma'>\varepsilon$	$\alpha'>\varepsilon$	$\gamma'>\omega$

Nachdrücklich sei noch auf den Gang der Doppelbrechung hingewiesen. Zwar sind die Unterschiede nicht groß, namentlich nicht von der Art, daß sie zu einer exakten Bestimmung der Plagioklasmischung verwendbar wären. Aber einem geübten Beobachter kann es nicht entgehen, daß die Doppelbrechung beider Endglieder größer ist als die der mittleren Mischungen. Das Minimum dürfte auf den Andesin fallen.

Dieses Verhältnis, das von der Theorie gefordert wird, ist nicht in allen Bestimmungstabellen gebührend berücksichtigt.

2. Auslöschungsrichtungen bestimmter Schnitte.

Für Dünnschliffbeobachtungen kommen vornehmlich in Betracht:

Schnitte senkrecht auf die Mittellinien (Fouqué),

Ferner Schnitte senkrecht auf *M* und *P* oder auf die krystallographische Achse *a*.

Schnitte senkrecht zu β sind nicht leicht zu kontrollieren, geben außerdem keine beträchtliche Variation.

Schnitte parallel *M* sind zwar durch die verschwindenden Lamellen nach dem Albitgesetz charakterisiert, sind aber in krystallinen Schiefern nicht so leicht zu finden, namentlich auch, weil die aus-

Fig. 1.

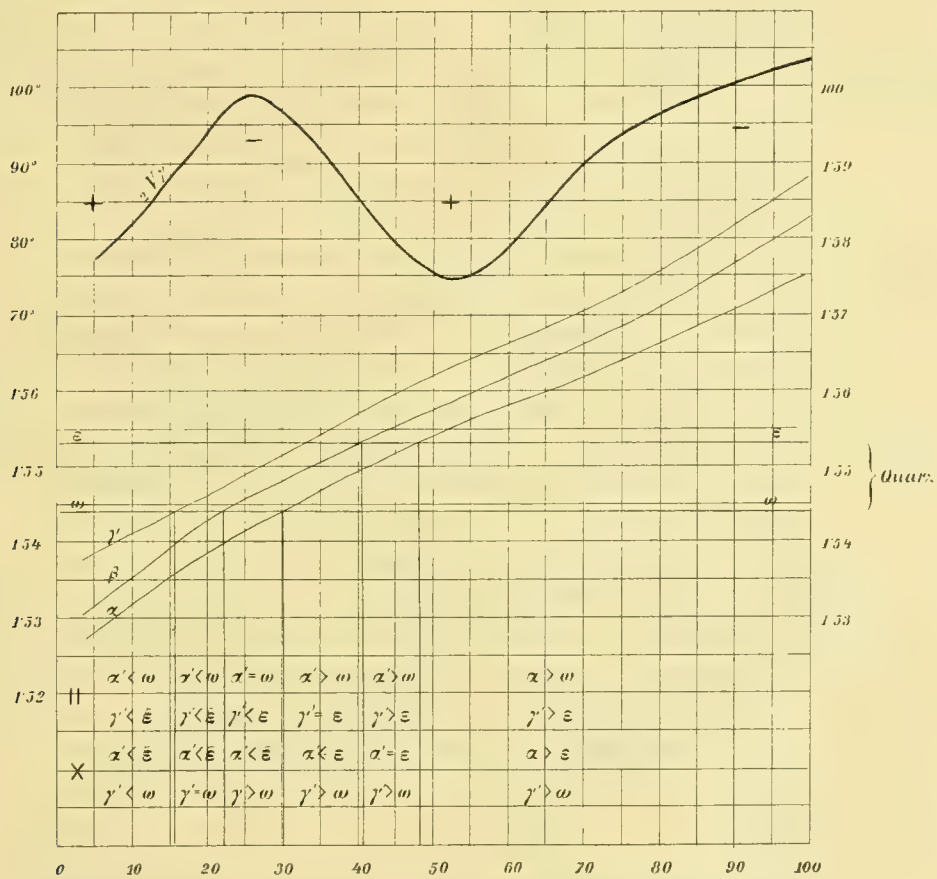


Diagramm der Brechungsexponenten und des wahren Achsenwinkels der Plagioklase.

geprägte Zonenstruktur fehlt, die in den Erstarrungsgesteinen die *M*-Schnitte leicht auffinden läßt. Schnitte nach *P* sind in Dünnschliffen nicht erkennbar. In der Tabelle sind gleichwohl die Auslöschungsschiefen auf *P* angeführt, um die Beziehung zu den Feststellungen Max Schusters festzuhalten.

Alle Angaben und Beobachtungen beziehen sich, wofern nichts anderes ausdrücklich angegeben ist, auf die Richtung α' und werden, wo es angeht, gerechnet von der Spur von *M*. Die Zeichen + und — sind im Sinne von Max Schuster zu verstehen (+ im Uhrzeigersinn, — entgegengesetzt). Die Schnittrichtung, für welche diese Festsetzung Geltung hat, ist in den einzelnen Abschnitten angegeben.

Schnitte a und α. (Fig. 2, S. 10.)

Von allen diesen Schnittrichtungen sind Schnitte senkrecht zur krystallographischen Achse a am leichtesten aufzufinden: Scharfe Zeichnung der Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz, symmetrische Auslöschung der beiden Scharen von Zwillingslamellen, daher gleiche Beleuchtung bei Normal- und Diagonalstellung der Zwillingsgrenzen, welche überdies in der genauen Diagonalstellung völlig verschwinden — haben diese Schnitte mit allen Schnitten senkrecht M gemeinsam. Dazu kommen nun aber noch: die scharfen Risse nach der Fläche P, eventuell parallel mit diesen die gleichfalls scharf gezeichneten Zwillingslamellen nach dem Periklingesetz. Spaltrisse und Periklinlamellen machen mit der Trace von M Winkel von $86^1/_2{}^\circ$. Bei richtiger Schnittlage dürfen sich die Bilder der Spaltrisse nach P beim Heben und Senken des Tubus nicht verschieben, und die Auslöschungen der Albitzwillingslamellen müssen genau symmetrisch sein.

Zu dieser leichten Erkennbarkeit und Kontrollierbarkeit kommt nun weiter noch als günstiger Umstand, daß die Auslöschungsschiefen im Schnitt a sich von Albit bis Labrador von —15 bis + 30, das ist fast einen Grad für ein Prozent Anorthitgehalt ändern, daß die Auslöschungsschiefe relativ unempfindlich gegen Orientierungsfehler ist und der Sinn der Auslöschungsschiefe leicht festgestellt werden kann.

Vom Albit bis zum Oligoklas mit 21% Anorthit liegt die nach α' genommene Auslöschungsschiefe im stumpfen Winkel der Spuren von M und P, und die Auslöschungsrichtung weicht im Schnitt senkrecht zum negativen (hinteren oberen) Ast der a-Achse gegen den Uhrzeigersinn von der Spur von M ab. In den anorthitreicheren Mischungen liegt die Auslöschungsrichtung nach der entgegengesetzten Richtung abweichend im spitzen Winkel MP.

Für die anorthitreicheren Mischungen ist diese Schnittrichtung nicht sehr gut zu brauchen, da die Schiefe sich langsamer ändert.

Für das ganze erste Drittel der Plagioklasreihe fällt die Schnittrichtung a nahe zusammen mit der Richtung senkrecht zur Mittellinie α. Beim Albit beträgt der Unterschied der Auslöschungsschiefen in den beiden Schnitten nicht mehr als $1^1/_2{}^\circ$, wird dann kleiner und erst beim Andesin ist wieder ein merklicher Unterschied festzustellen. Weiterhin verliert der Schnitt senkrecht zur Mittellinie α sehr an Bestimmungswert, da die Änderung der Schiefe mit steigendem Anorthitgehalt sehr abnimmt, zum Schluß sogar rückläufig wird.

Einige Schwierigkeiten entstehen bei der Aufsuchung und Deutung dieser Schnitte durch die Zwillingslamellen nach dem Periklingesetz. Nicht selten kommen Albit- und Periklinlamellen gleichzeitig vor. Dann kann beim ersten Anblick der Schnitte a Zweifel entstehen, welches von beiden Lamellensystemen dem Albitgesetz (Spur M), welches dem Periklingesetz (Spur P) entspricht. Für die hier vornehmlich in Betracht kommenden albitreichen Plagioklase gilt die Regel, daß die Auslöschungsrichtung α' mit der Spur von M den kleineren Winkel einschließt und daß die im Interferenzbild erkennbare Achsenebene im Sinne der Spur von P und der Periklinlamellen verläuft.

In nicht gerade seltenen Fällen treten in krystallinen Schiefern die Zwillingslamellen nach dem Periklingesetz häufiger auf als die nach dem Albitgesetz, ja letztere fehlen bisweilen völlig. Dann sieht man im Konoskop die Achsenebenen beiläufig parallel den Zwillingslamellen verlaufen und die Richtung γ' macht mit den Lamellen den kleineren Winkel. Die Schnitte senkrecht zu a sind dann nicht mehr an der scharfen Zeichnung der Zwillingslamellen zu erkennen, denn diese findet sich in allen Schnitten senkrecht zum rhombischen Schnitt.

Bisweilen kann man die Schnittrichtung senkrecht zu M an Spaltrissen nach M (selten deutlich!)oder an ganz vereinzelten sehr feinen, oft kurzen Lamellen nach dem Albitgesetz erkennen. In solchen Fällen kann mandie gezeichnete Kurve für a verwenden, indem man die Periklinlamellen zum Ausgangspunkt nimmt und statt der Auslöschungsrichtung α' die Auslöschungsrichtung γ' einstellt. Es ist ferner, um die Kurve a

zu verwenden, in der Reihe von Albit bis Oligoklas von der gemessenen Auslöschungsschiefe der Winkel $3^1/_2°$ abzuziehen, in der Reihe Oligoklas-Labrador hinzuzuaddieren.

Um das zu erleichtern, ist im Diagramm (Fig. 2) $3^1/_2°$ unter der 0-Linie eine punktierte Linie gezogen und mit *PL* (Periklinlamellen) bezeichnet. Die Anzahl Grade zwischen *PL* und der Kurve *a* gibt die Auslöschungsschiefe γ' gegen die Periklinlamellen im Schnitt *a*.

Wegen des nahen Zusammenfalls der Schnitte senkrecht zu *a* und senkrecht zur Mittellinie α ist es erlaubt, in der Reihe vom Albit bis zum Andesin auch konoskopisch festgestellte Schnitte α nach dieser Kurve zu behandeln.

Beim Labrador findet sich aber bereits eine merkliche Abweichung. Um nun auch in dieser Abteilung Schnitte senkrecht zu α mit ausschließlicher Ausbildung von Periklinlamellen bestimmen zu können, ist in das Diagramm eine weitere Kurve eingetragen, welche den Winkel angibt, welchen die Spur der Periklinlamellen mit einer Richtung senkrecht zu *M* im Schnitt senkrecht zur Mittellinie α einschließen.

Die Kurve ist bezeichnet: Spur σ im Schnitt α. Die Anzahl Grade zwischen dieser Kurve und der Kurve α entspricht dem Winkel zwischen der Auslöschungsschiefe γ' und den Periklinlamellen in Schnitten senkrecht zur Mittellinie α.

Zur Konstruktion dieser Kurve war die Berücksichtigung der Lage des rhombischen Schnittes erforderlich. Fußend auf den Beobachtungen, welche M. Schuster für den Winkel σ zwischen der Trace von *P* und der des rhombischen Schnittes zusammengestellt hat, lassen sich für den Winkel σ folgende Werte aufstellen:

	An%	σ
Albit	5	+ 13°
Oligoklas-Albit	13	+ 5
Oligoklas	20	+ 4
Oligoklas	25	+ 4
Andesin	37	0
Labrador	52	— 2
Labrador	63	— 5
Bytownit	75	— 9
Anorthit	100	— 18

Zur Orientierung des rhombischen Schnittes ist außerdem erforderlich die Position von *P*. Da angenommen wird, daß die Vertikalachse (die Prismenzone) bei den Plagioklasen streng parallel bleibt, kann die Lage von *P* in üblicher Weise durch λ und φ festgelegt werden.

Folgende Winkel dürften sich von der Wahrheit nicht weit entfernen und jedenfalls für den Grad von Genauigkeit genügen, der bei Anwendung der stereographischen Netze erreichbar ist.

	An	λ	φ
Albit	5	— $26^3/_4°$	+ $3^1/_2°$
Oligoklas-Albit	13	— $26^1/_2$	+ $3^1/_2$
Oligoklas	20	— $26^1/_2$	+ $3^3/_4$
Oligoklas	25	— $26^1/_2$	+ $3^3/_4$
Andesin	37	— $26^1/_2$	+ $3^3/_4$
Labrador	52	— $26^1/_2$	+ $3^3/_4$
Labrador	63	— $26^1/_2$	+ $3^3/_4$
Bytownit	75	— 26	+ 4
Anorthit	100	— 26	+ 4

Schnitte γ. (Fig. 2.)

Schnitte senkrecht zu γ sind weniger leicht aufzufinden. In der albitreicheren Hälfte fallen sie fast mit der M-Fläche zusammen, die Zwillingsgrenzen der Albitlamellen sind daher verwaschen. Die charakteristischen Zonenpolygone der Erstarrungsplagioklase fehlen in den krystallinischen Schiefern; die schräge

Fig. 2.

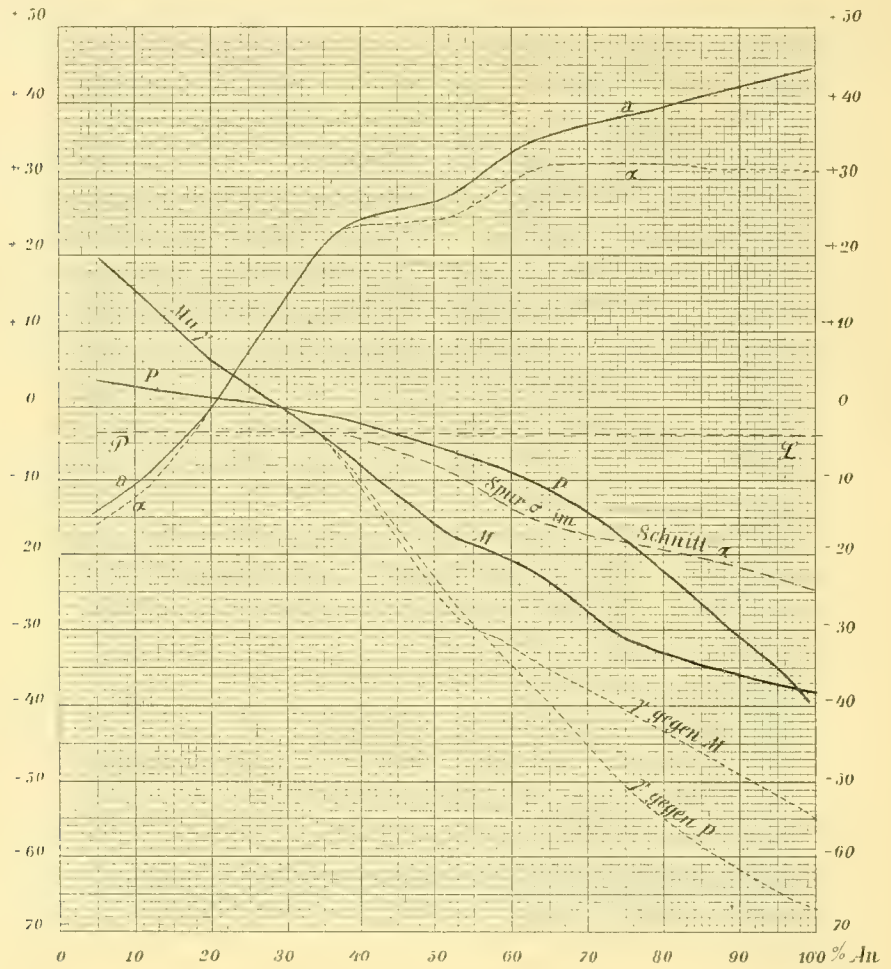


Diagramm der Auslöschungsschiefen der Plagioklase in bestimmten Schnitten.

Durchsetzung der Lamellen nach dem Albitgesetz stört die optischen Erscheinungen. Überdies sind Orientierungsfehler hier von größerem Einfluß auf die Auslöschungsschiefen.

Im Schnitt γ muß die Auslöschungsschiefe gegen die Trace von P genommen werden (weniger gut gegen Periklinzwillingslamellen). Nur bei den anorthitreicheren Mischungen läßt sich auch die Zwillingslamellierung nach M verwenden.

In dem albitreicheren Drittel der Plagioklasreihe fällt die Auslöschungsschiefe im Schnitt senkrecht zu γ fast zusammen mit der Auslöschungsschiefe auf M.

Tabelle

der Auslöschungsschiefen der Plagioklase. (Vergl. Fig. 2.)

$M = 010$, $P = 001$, a = krystallographische Achse $\perp a = \perp M$ und P,
σ = Spur der Periklinlamellen = rhombischer Schnitt.

	An %	Schnitt						
		$\parallel M$	$\parallel P$	$\perp a$	$\perp \alpha$		$\perp \gamma$	
		Auslöschungsrichtung						
		α'	α'	α'	α'	γ'	α'	α'
		bezogen auf:						
		P	M	M	M	σ	P	M
Albit	5	+ 19°8	+ 3°2	— 14°	— 15°5	— 11°5	+ 20°	.
Oligoklas-Albit	13	+ 13	+ 2	— 8	— 9·5	— 6	+ 12	.
Oligoklas	20	+ 6	+ 1	— 0·5	— 0·5	+ 3	+ 6	.
Oligoklas	25	+ 3	+ 0·7	+ 7	+ 7	+ 10·5	+ 2·5	.
Andesin	37	— 5·5	— 1·6	+ 23	+ 23	+ 27	— 6·5	— 7°
Labrador	52	— 17·2	— 6	+ 27·7	+ 25	+ 34	— 26	— 27·5
Labrador	63	— 22	— 10	+ 35	+ 31	+ 46	— 37·5	— 34
Bytownit	75	— 31	— 18	+ 38	+ 32	+ 50	— 50	— 40·5
Anorthit	100	— 38	— 40	+ 45	+ 31	+ 55·5	— 67	— 55

Schnitte in Zonen.

Die von M. Lévy eingeführte Methode der Aufsuchung des Maximums der symmetrischen Auslöschungsschiefe in Schnitten $\perp M$, sowie die Methode der Doppelzwillinge nach Albit- und Karlsbader Gesetz kam gelegentlich zur Anwendung. Die letztere ist in ihrer Anwendbarkeit bei krystallinen Schiefern dadurch beschränkt, daß Doppelzwillinge nicht eben häufig auftreten. Einigermaßen regelmäßig findet man sie in ehemaligen Erstarrungsgesteinen.

Die Methode der konjugierten Auslöschungsschiefen ist von M. Lévy zu einer sehr bequemen Bestimmungstafel verarbeitet worden. Diese Tafel stimmt mit meinen empirischen Kurven nicht völlig überein, namentlich wenn man die Beziehung zum Mischungsverhältnis von Albit und Anorthit in Betracht zieht. Wenn man sich aber mit angenäherten Bestimmungen zufrieden geben will, kann man die Tabelle von M. Lévy mit großem Vorteil benützen.

Andere Zonen als die senkrecht zu (010) kommen bei den Plagioklasen der krystallinen Schiefer nicht in Betracht.

Um Wiederholungen zu vermeiden, werden hier folgende Symbole festgesetzt, die zur Angabe von Auslöschungsrichtungen Verwendung finden;

1. Auslöschungsrichtung α' gegen Trace M im Schnitt senkrecht zu M und P wird bezeichnet: a, $a + 6°$ heißt also: die nach α' genommene Auslöschungsrichtung bildet im Schnitt senkrecht auf M und P 6° mit M im spitzen Winkel MP.

2. Auslöschungsrichtung α' gegen Trace M im Schnitt senkrecht zur Mittellinie α heißt α; + und — haben dieselbe Bedeutung wie früher.

3. Auslöschungsrichtung α' gegen die Trace von P im Schnitt senkrecht zur Mittellinie γ heißt γ; + und — haben dieselbe Bedeutung wie bei Max Schuster.

4. Die Auslöschungsrichtung γ' gegen die Trace der Periklinlamellen im Schnitt senkrecht zu M und P heißt a_π, im Schnitt senkrecht zu α heißt α_π.

5. Auslöschungsrichtungen genommen nach α' in Doppelzwillingen nach dem Karlsbader und Albitgesetz werden bezeichnet 1, 1′, 2, 2′ in der von M. Lévy vorgeschlagenen Art. 1, 1′ bedeutet immer die größeren Auslöschungsschiefen.

3. Bestimmung der Plagioklase mittels der Interferenzbilder von Zwillingen.

Die Benützung solcher Winkel geht auf v. Fedorow zurück, der zuerst bemerkte, daß die optischen Achsen B der anorthitreichsten Plagioklasmischungen in Albitzwillingen nahe zusammenfallen. v. Fedorow hat auch schon das Zusammenfallen der ungleichen optischen Achsen bei Albitzwillingen von Oligoklas gekannt und darauf eine Bestimmungskurve begründet. [1]

Von mir wurde die Benützung der Interferenzbilder anorthitreicher Plagioklase in Schnitten ungefähr senkrecht zum aufrechten Prisma an Albit- und Karlsbader Zwillingen zum Gegenstand einer besonderen Studie gemacht.[2]

In dieser Arbeit wurde auch das Prinzip einer neuen Methode angegeben, um die in einem Gesichtsfeld sichtbare optische Achse nach Azimut und Zentraldistanz zu fixieren. Die anfänglich sehr umständliche Operation wurde durch Verwendung eines drehbaren Zeichentisches und der Camera lucida (Vergl. Teil II dieser Arbeit) wesentlich vereinfacht und hat sich seither bei vielfachem Gebrauch sehr gut bewährt. Hauptvorteile sind: leichte Erkennbarkeit der Schnitte mit Achsenaustritt durch die niederen graublauen Interferenzfarben; Unabhängigkeit des Resultates von der speziellen Schnittrichtung; starke Änderung gewisser Achsenabstände mit dem Mischungsverhältnis; endlich die Möglichkeit einer Menge von Nebenbeobachtungen, wie Charakter der Doppelbrechung, Orientierung der Achsenebenen des Zwillings gegeneinander, Art der Durchkreuzung der in die Projektion oder in das Gesichtsfeld eingetragenen Spuren der Achsenebenen u. s. w.

Zweckmäßig erscheint namentlich die Eintragung der Achsenebene im Gesichtsfeld. In der Normalstellung, wenn also die Achsenbarre mit einem Nikolhauptschnitt parallel steht, gibt sie die Lage der Achsenebene.

Ist der Winkel der optischen Achsen $2V$ von 90° merklich verschieden, so hat man nur auf die gerade Streckung des Achsenbalkens zu achten. Sie liefert ein erträglich genaues Kennzeichen der Normalstellung. Ist aber $2V$ nahe an 90°, so erscheint der Achsenbalken in jeder Stellung gerade und man muß im Gesichtsfeld des Konoskops den Nikolhauptschnitt markieren.

Bei der Verwendung von Camera lucida und Zeichentisch wird das folgendermaßen erreicht, wenn Genauigkeit erfordert wird. Man bringt das Fadenkreuzokular in den Tubus und befestigt auf dem Zeichentisch ein Kartonblättchen, auf dem mit einem Pastellstift eine Schar paralleler Linien gezogen wurden. Durch Drehen des Zeichentisches wird diese Linienschar mit einem der Kreuzfäden und dadurch mit einem der Nikolhauptschnitte parallel gestellt. Nun kann das Okular entfernt und das Interferenzbild

---

[1] v. Fedorow, Tschermak's Min. petr. Mitt., XII, p. 441, 1891. — Zeitschr. f. Kryst., *22*, p. 259 ff. 1894.

[2] Tschermak's Min. petr. Mitt., XIV, p. 415, 1894.

eingestellt werden. Durch Drehen des Objekttisches wird nun die Achsenbarre parallel zu den Linien eingestellt. Dies kann mit ziemlich großer Genauigkeit geschehen; die Präzision der Einstellung kommt ungefähr der einer Einstellung auf Dunkelheit im Orthoskop gleich. Sie wird allerdings wesentlich gemindert, wenn die Achsenbarre in der Nähe des Randes des Gesichtsfeldes liegt.

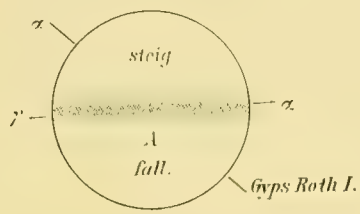
Handelt es sich um bloße Orientierung, so genügt die Einstellung in die Sagittal- oder Transversalebene des Mikroskops nach dem Augenmaß.

Liest man in dieser Normalstellung die Teilung des Objekttisches ab, so ist damit das Azimut des der Achsenebene entsprechenden Großkreises gegenüber jener krystallographischen Richtung gegeben, die als Ausgangsrichtung für das Azimut gewählt wurde.

Durch Übertragung auf das Zeichenblatt wird diese Richtung nun auch graphisch festgelegt.

Es empfiehlt sich in diesem Fall, auch noch die Richtungen zu markieren, in denen innerhalb der Achsenebene α und γ, die beiden Mittellinien liegen. Dies geschieht so: Man habe den Achsenbalken transversal eingestellt. Nun schaltet man ein Gipsblättchen in Regelstellung ein. Steigt die Interferenzfarbe ober, sinkt sie unter der Achsenbarre, so liegt Mittellinie α rechts, γ links; und ebenso umgekehrt (Vergl. Fig. 3.)

Fig. 3.



Bestimmung der Lage von α und γ gegen eine im Gesichtsfeld sichtbare Achse, deren Pol in *A* liegt. Nach Einstellung des Achsenbarrens in die transversale Normalstellung und Einschaltung eines Gypsblättchens mit Rot I. Ordnung in Regelstellung zeigt sich oberhalb der Achse steigende, unterhalb fallende Farbe, wenn rechts α, links γ liegt.

Wiederholt man dieselbe Beobachtung bei einer zweiten Zwillingslamelle, so gibt die Differenz der bezüglichen Ablesungen am Objekttisch die Winkel zwischen den Azimuten der beiderlei optischen Achsenebenen.

Derelbe Winkel wird von den auf dem Zeichenblättchen verzeichneten beiden Geraden eingeschlossen.

Findet die Durchkreuzung der beiden Achsenebenen in der Nähe der Mitte des Gesichtsfeldes statt, so ist der von den Achsenebenen selbst eingeschlossene Winkel von diesem Azimutwinkel nicht viel verschieden.

Findet die Durchkreuzung in der Nähe des Gesichtsfeldrandes statt oder außerhalb desselben, so läßt sich der Winkel der Achsenebenen durch Benützung des stereographischen Netzes ermitteln.

Man verzeichnet die Achsenebene auf dem Zeichenblatt in 2 um 180° verwendeten Stellungen des Zeichentischchens, mißt den Abstand beider Geraden mit dem Millimetermaßstab und setzt ihn gleich $2\,d$. Ist β der mittlere Brechungsindex des Plagioklases $\varkappa$ die Mallard'sche Konstante des Konoskops, so ergibt sich der Winkel φ zwischen dem Mittelpunkt des Gesichtsfeldes und dem Großkreis der Achsenebene aus: $d\varkappa = \beta \sin \varphi$.

Hiemit hat man alle Daten um beide Achsenebenen in richtiger Orientierung in die stereographische Projektion einzutragen.

Gewöhnlich wird diese Bestimmung mit der Ermittlung der optischen Achse nach Azimut und Zentraldistanz verbunden. Trägt man auch diese ins Gesichtsfeld ein, so hat man eine wertvolle Kontrolle darin, daß der Großkreis der Achsenebene durch den Achsenpol gehen muß.

Das stereographische Netz läßt nun nach bekannten Methoden den Winkel konstruieren, unter dem sich die Achsenebenen kreuzen, auch dann, wenn die Kreuzung nicht im Gesichtsfeld stattfindet.

Die Eintragung von α und γ läßt dann auch darüber eine sichere Entscheidung zu, ob die Durchkreuzung zwischen der Achse und α oder zwischen der Achse und γ stattfindet.

Es ist nützlich aufmerksam zu machen, daß diese Beobachtungen keiner so großen Genauigkeit fähig sind, als etwa die Bestimmung der Position der Achse, und zwar namentlich dann nicht, wenn die Achse randlich liegt und die Achsenebene nur auf ein kurzes Stück am Rande des Gesichtsfeldes sichtbar wird. Die Hauptfehlerquelle liegt, abgesehen von den sonstigen Störungen, wie Doppelbrechung der Linsenränder u. s. w. namentlich in der elliptischen Polarisation, die bei stark exzentrischer Lage im konoskopischen Gesichtsfeld eintritt.

Wie die Betrachtung der Projektion (Tafel 1) lehrt, sind es hauptsächlich folgende Zwillingsachsenwinkel, die eine Bestimmung zulassen:

1. Der Winkel zweier ungleicher optischer Achsen in einem Albitzwilling: AB'.

2. Der Winkel zweier ungleicher optischer Achsen im Periklinzwilling: AB_{π}.

3. Der Winkel B_1B_2 zwischen den optischen Achsen B eines Karlsbaderzwillings. Der Winkel der optischen Achsen A_1A_2 ändert sich nur zwischen Oligoklas und Andesin, dann zwischen Labrador und Bytownit merklich, bietet aber sonst bemerkenswerte Erscheinungen.

Diese drei Zwillingswinkel haben insbesondere für albitreiche Plagioklasmischungen Bedeutung. Für die anorthitreichen sind von Belang:

4. Die Winkel zwischen den optischen Achsen B eines Albitzwillings: BB'.

5. Die Winkel zwischen den optischen Achsen B zweier gleichzeitig nach Albit- und Karlsbadergesetz verzwillingten Individuen B_1B_2'.

Die letzten beiden Zwillingswinkel wurden von mir schon früher l. c. ausführlich behandelt. (Vergl. Fig. 4.)

1. Der Winkel AB'.

Dieser Winkel ist für die üblichen Mikroskopobjektive meßbar von Albit bis Andesin. Beim Labrador überschreitet er die Grenze der Meßbarkeit.

Schnitte, in welchen man diesen Winkel messen kann, sind leicht zu erkennen: Niedere Interferenzfarben und verwaschene Zeichnung der Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz sind die maßgebenden Kennzeichen; ferner bei genügend dünnen Schliffen feine Spaltrisse nach P, welche mit der Spur von M Winkel um 70° einschließen und in beiden Individuen fast gleich orientiert sind. (Vergl. die Abbild. 10, 11, 12 auf Taf. 1, Fig. 16, Taf. 2).

Hat man sich von dem Vorhandensein eines Durchschnittes dieser Art überzeugt, so benützt man die Camera lucida mit drehbarem Zeichentisch und überträgt zuerst die Achse des einen, dann nach Parallelverschiebung die des anderen Individuums auf das Zeichenblatt. Aus der linearen Distanz ergibt sich nach Teil 2, p. 37 [91], durch Konstruktion oder angenähert aus der ebenda erwähnten Kurve der Winkel AB'.

Zweckmäßig ist es, die erste Übertragung des Achsenbalkens in Normalstellung vorzunehmen und mit dem Gipsblättchen die Orientierung von α und γ zu notieren. Man überzeugt sich, daß die Achsenebenen gegen α hin konvergieren.

Nach der p. 13 erwähnten Methode läßt sich auch der Winkel konstruieren, den die Achsenebenen am Kreuzungspunkt in der Nähe von α miteinander einschließen.

Der Winkel AB' beträgt 24° beim Albit, sinkt auf 2° bei Oligoklas von 20% An und steigt von da an anfangs rascher, später langsamer; beim Labrador überschreitet er die Grenze der praktischen Meßbarkeit. (Vergl. Kurve AB', Fig. 4.)

Bei der Benützung dieser Kurve kann Unsicherheit eintreten bezüglich der zwischen Albit und Oligoklas einerseits, zwischen Oligoklas und Andesin anderseits liegenden Glieder. Diese Unsicherheit schwindet für größere Werte AB' bei Berücksichtigung der Lichtbrechung im Vergleich mit Quarz oder Canadabalsam. Vor der Hand bleiben etwas unsicher die Plagioklase mit kleinen Werten von AB'. Aber auch hier kann die Unsicherheit durch Kombination mit anderen Beobachtungen behoben, und eine sehr scharfe Bestimmung erreicht werden.

Die Unterscheidung der Achsen A und B ist zwar für die Bestimmung des Plagioklases nicht unumgänglich nötig, aber doch bisweilen erwünscht. Man gelangt dazu, wenn der Plagioklas Zonenstruktur zeigt. Da die Achse B bedeutend rascher wandert als die Achse A, wird jenes Individuum, das die Achse B austreten läßt, in seinen verschiedenen Zonen sehr merkliche Verschiedenheit der Höhe der Interferenzfarbe zeigen. Ein Durchschnitt mit dem Austritt der Achse A zeigt in allen Zonen ähnliche niedere Interferenzfarben. In Fig. 16, Taf. 2, zeigt die linke Hälfte Austritt von B, die rechte Austritt von A.

Kann man in mehreren Zonen die Achsen im Gesichtsfeld eintragen, so beobachtet man unmittelbar eine stärkere Verschiebung der B-Achse. Ferner verschieben sich, wenn B austritt, die Achsenebenen nahezu parallel zu sich selbst, während Schnitte mit dem Achsenaustritt A eine geringe Verschiebung der Achse, aber eine starke Drehung der Achsenebene verraten.

Die Unterschiede in der Dispersion sind in Dünnschliffen gewöhnlich nicht deutlich genug wahrzunehmen, als daß sich hiedurch A und B unterscheiden ließen.

2. Der Winkel $AB\pi$.

So wie durch die Zwillingsverwachsung nach M, kommen auch durch Zwillingsbildung nach der b-Achse (Periklingesetz) die ungleichen Achsen der beiden Individuen in ähnliche Lage. Wir bezeichnen den betreffenden Winkel mit AB_π.

Schnitte, welche diesen Winkel messen lassen, sind gleichfalls durch niedere Interferenzfarben beider Individuen kenntlich, unterscheiden sich aber von den Schnitten AB' dadurch, daß die Zwillingsgrenzen scharf gezeichnet erscheinen und beiläufig der Achsenebene und nahezu den Spaltrissen nach P parallel laufen. Während der Winkel AB' bei einer größeren Zahl von chemisch bekannten Plagioklasen direkt gemessen wurde, ist dies nur bei wenigen Beispielen bezüglich des Winkels AB_π möglich gewesen.

Ist aber die Orientierung der Achsen A und B eines Plagioklases gegeben, so läßt sich sehr leicht die Orientierung der Achsen des Periklinzwillings konstruieren. Man hat nur die Orientierung der krystallographischen b-Achse zu suchen. Um diese in die Projektion einzutragen, genügt die Kenntnis der Lage des rhombischen Schnittes σ und der Fläche P. (Vergl. oben p. 9.)

Unter Benützung dieser Daten wurde in den Projektionen die Orientierung der Achsen des Periklinzwillings so konstruiert, daß die Bögen Ab, Bb gezogen und über b hinaus um ihre eigene Länge verlängert wurden; so erhält man die Lage der Achsen A_π und B_π und kann nun in der Projektion den Winkel AB_π ausmessen.

Man bemerkt, daß AB_π zwischen Albit und Oligoklas kleiner, zwischen Oligoklas und Andesin größer ist als AB'. Auch dieser Winkel geht durch ein Minimum, das zwischen An% 17 und 18 liegt und nicht ganz so klein ist wie das Minimum von AB'. Kann man, was nicht selten vorkommt, in einem

Durchschnitt oder in mehreren desselben Gesteins AB' und $AB_{''}$ messen, so erhält man eine durchaus scharfe und unzweideutige Bestimmung des Plagioklases.

Auch die Achsenebenen der Periklinzwillinge konvergieren in der Richtung gegen α und schneiden sich unweit dieser Mittellinie. Die Winkel sind etwas andere als beim Albitzwilling, haben aber einen ähnlichen Gang. (Vergl. Fig. 5, Seite 20, Winkel der Achsenebenen von Zwillingen.)

3. Winkel B_1B_2 und A_1A_2.

Bei Karlsbader Zwillingen kommen die gleichartigen Achsen A bei allen Plagioklasen in solche Situation, daß ihr Winkel in günstigen Fällen bestimmt werden kann. Doch gestattet der Winkel A_1A_2 nur in beschränkten Bereichen die Bestimmung des Mischungsverhältnisses.

Stets sind es Schnitte der Prismenzone, in denen dieser Winkel gemessen werden kann. Von den Schnitten AB' unterscheiden sie sich dadurch, daß die Spaltrisse nach P in den beiden Individuen stark verschiedene Lage haben. Vom Albit aus erhält sich A_1A_2 lange auf ungefähr konstanter Höhe und übertrifft AB' beträchtlich. Von 25% An angefangen sinkt dann der Wert rasch auf die Hälfte, um sich dann von 37 bis gegen 65% wieder nahe konstant zu halten. Dann erfolgt wieder rasches Ansteigen bis etwa 75%; zwischen Bytownit und Anorthit ändert sich A_1A_2 wenig.

Besser als der Winkelwert A_1A_2 verhält sich der Winkel der Achsenebenen. (Vergl. Fig. 5.)

Beim Albit schneiden sich die Achsenebenen zwischen α und B. In der Nähe der Achse A erscheinen daher die Achsenbalken bei richtiger Einzeichnung ins Gesichtsfeld nahezu parallel.

Der Kreuzungspunkt verschiebt sich aber sehr rasch in der Richtung gegen γ. Bei etwa 11% An liegt der Kreuzuugspunkt bei der Achse B, bei 21% in der Mittellinie γ, und nun nimmt der Winkel der Achsenebenen stark und stetig zu. Bei Andesin liegt der Kreuzungspunkt schon so nahe bei A_1 und A_2, daß man ihn nebst den beiden Achsen leicht ins Gesichtsfeld bekommt und die Achsenebenen stehen fas senkrecht aufeinander. In diesem Stadium macht sich bei nicht allzu dünnen Schliffen die Dispersion bemerkbar.

Der Winkel der Achsenebenen erreicht 180° bei 88% An, das heißt, die Ebene der optischen Achsen geht nun durch die Vertikalachse. Nun nimmt der Winkel der optischen Achsenebenen bis zum reinen Anorthit wieder nach der anderen Seite ab bis 167°.

Diese Änderungen können für den ganzen mittleren und anorthitreicheren Abschnitt der Plagioklasreihe sehr wohl zur Bestimmung verwendet werden.

Der Winkel B_1B_2 ändert sich sehr stark und bleibt in der Reihe von Albit bis Oligoklas meßbar. Weiterhin ist er zu groß, als daß man ihn messen könnte. Bei 11% An geht B_1B_2 durch 0 durch. Die Kombination mit AB' liefert in diesem Abschnitt sehr scharfe und unzweideutige Bestimmungen.

Bei den eigentlichen Oligoklasen ist A_1A_2 und B_1B_2 ungefähr gleich groß und die Unterscheidung dieser beiden Fälle nicht sicher.

B_1B_2 kommen nochmals in günstige Lage bei den anorthitreichen Mischungen. Es ist aber unzweckmäßig, den Winkel B_1B_2 selbst zur Bestimmung zu nehmen. Wie in der zitierten Arbeit angegeben, ist es besser, diesen Winkel mit der Spur von M zu kombinieren und aus der Orientierung von B_1B_2 gegen die Spur von M die Winkel BB' und B_1B_2' abzuleiten.

4. Winkel BB'.

Dieser Winkel ist von Bedeutung für anorthitreiche Mischungen; beim Labrador ist er noch zu groß, um meßbar zu werden. Er nimmt dann sehr regelmäßig ab, geht für An = 94% durch 0 durch und erreicht für reinen Anorthit jenseits 0 noch den Wert von 5—6°. Von Labrador bis 94% An kreuzen sich die Achsenebenen zwischen B und α, beim reinen Anorthit zwischen B und γ. Der Winkel, den die Achsenebenen einschließen, ändert sich in diesem Bereich nicht stark und beträgt zwischen 50 und 60°

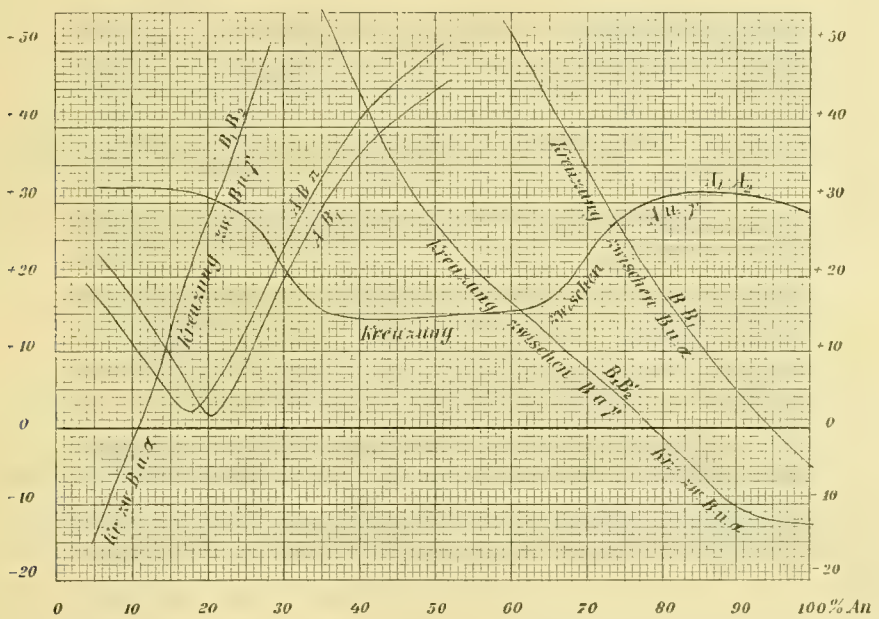
Es sind Schnitte ungefähr senkrecht zur Vertikalachse mit scharfer Zwillingslamellierung, welche diesen Achsenwinkel messen lassen. Der halbe Winkel BB' ist gleich dem Positionswinkel φ, und zwar + zu zählen, wenn sich die Achsenebenen zwischen B und α kreuzen, — wenn der Kreuzungspunkt zwischen B und γ liegt.

5. Winkel B_1B_2'.

Dieser Winkel kann häufig beobachtet werden bei Doppelzwillingen nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz. Die Durchschnitte sehen in der Regel leistenförmig aus und dadurch unterscheiden sie sich von den mehr flächenhaften Schnitten für A_1A_2.

Der Winkel B_1B_2' hat noch beim Labrador eine solche Größe, daß es unwahrscheinlich wird, in einem Schnitt diese beiden Achsen messen zu können. Indem die Achse B an den die Vertikalachse c und den Pol von M verbindenden Meridian herantritt, wird B_1B_2' rasch kleiner. Bei 79% An wird der Wert 0 erreicht. Bis dahin findet Kreuzung der Achsenebenen zwischen B und γ statt; von 79—100% An kreuzen sich die Achsenebenen zwischen B und α. Dabei erfährt der Winkel, unter dem sich die Achsenebenen kreuzen, von 75% An an keine verwertbare Änderung und bewegt sich zwischen 50 und 60°. Im letzten Abschnitt ändert sich auch B_1B_2' selbst nur wenig. Die Hälfte des Winkels B_1B_2'' ist gleich dem Positionswinkel λ und dieser ist positiv zu rechnen, wenn die Kreuzung der Achsenebenen zwischen B und γ erfolgt, negativ bei Kreuzung zwischen B und α.

Fig. 4.



Winkel zwischen den optischen Achsen von Plagioklaszwillingen.

AB_1 Winkel zwischen den ungleichen optischen Achsen eines Albitzwillings.

AB_π Winkel ungleicher Achsen beim Periklinzwilling.

BB_1 Winkel zwischen den Achsen B eines Albitzwillings im Schnitt ungefähr $\perp c$ meßbar.

A_1A_2 und B_1B_2 Winkel zwischen den optischen Achsen eines Karlsbader Zwillings in Schnitten der Prismenzone.

B_1B_2' Winkel zwischen den Achsen B der Individuen 1 und 2' eines Doppelzwillings, in Schnitten ungefähr $\perp c$ meßbar.

Die folgenden Tabellen fassen die besprochenen Verhältnisse zusammen. Die Figur 4 gibt die entsprechenden Kurven.

Tabelle

der Winkel der optischen Achsen der Plagioklase in Zwillingen.

	An%	AB'	AB^{π}	A_1A_2	B_1B_2	BB'	$B_1B'_2$	$2V_{\gamma}$
Albit	5	24°	18°	32°	14°5	.	.	78°
Oligoklas Albit	13	13	7·5	32	6	.	.	85½
Oligoklas	20	2	4·5	31	28·5	.	.	94
Oligoklas	25	9	13	28	42	.	.	99
Andesin	37	32·5	37	15	78	.	56°	90
Labrador	52	46	52	15	.	70°	25	75
Labrador	63	.	.	16	.	47	14	82
Bytownit	75	.	.	28	.	25·4	3·6	94
Anorthit	100	.	.	28	.	5·2	12	104

Kreuzung der Achsenebenen.

Beobachtungen über den Verlauf der Achsenebenen in den zwillingsgemäß verbundenen Individuen der Plagioklaskrystalle lassen sich leicht anstellen, indem man den Achsenbalken erst des einen, dann des zweiten Individuums in Normalstellung bringt und die zugehörige Einstellung des Objekttisches abliest. (Vergl. p. 13.)

Der von den Spuren der Achsenebenen eingeschlossene Winkel, die Art der Durchkreuzung, die Lage des Durchkreuzungspunktes in der Nähe einer optischen Achse oder in der Nähe einer Mittellinie, die wieder α oder γ sein kann, alle diese Momente geben Anhaltspunkte, die für die optische Bestimmung von Wert sein können.

Kreuzung der Achsenebenen im Albitzwilling.

Die Achsenebenen kreuzen sich beim Albit unter einem Winkel von 149·5°, welcher von der Zwillingsspur halbiert wird. Bequemer ist es, das Supplement 30·5° zu benützen. Der Winkel verkleinert sich, erreicht 0 bei einem Anorthitgehalt von $20\frac{1}{2}$%; bei dieser Mischung steht die Ebene der optischen Achsen auf M senkrecht. Dann öffnet sich der Winkel wieder und wächst anfangs gleichmäßig, von etwa 40% An langsamer bis zu einem bei etwa 70% liegenden Maximum und nimmt dann wieder ab.

Im ersten Abschnitt erfolgt die Kreuzung in der Nähe der Mitellinie α. Bei 8% An, dann wieder bei 30%An fällt der Kreuzungspunkt mit α selbst zusammen. Zwischen 0 und 8% und über 30% erfolgt die Kreuzung zwischen α und Achse B, zwischen 8 und 30% zwischen α und Achse A. Doch ist die Abweichung der Mittellinie von der Ebene (010) so gering, daß sie im Mikrokonoskop bei Dünnschliffbeobachtungen kaum bemerkbar wird. Erst von 35% An angefangen wird die Abweichung merklicher und ist bei eigentlichen Andesinen auch im Dünnschliff schon gut zu konstatieren. Zwischen Labrador und Bytownit liegt der Kreuzungspunkt ungünstig für die Beobachtung zwischen α und B. Beim Bytownit nähert sich der Kreuzungspunkt mehr und mehr der Achse B und ist in den leicht auffindbaren Schnitten senkrecht B zu konstatieren. Bei 94% An fällt er mit der Achse B zusammen. Jenseits 94% liegt der Kreuzungspunkt zwischen B und α.

Kreuzung der Achsenebenen im Periklinzwilling.

Beim Periklinzwilling kreuzen sich die Ebenen der optischen Achsen unter ganz ähnlichen Verhältnissen. Nur wird hier der kleinere Winkel von der Spur der Verwachsungsebene halbiert, und die Winkel erfahren eine kleine Veränderung; ebenso werden die Punkte, wo der Kreuzungspunkt die Mittellinien α und die Achse B passiert, ein wenig verschoben. Der Winkel 0 zwischen den Achsenebenen entspricht jener Lage derselben, wo sie durch die Achse b geht. Dies entspricht einem Anorthitgehalt von $17^1/_2\,\%$. Die Mittellinie α wird passiert bei $6^1/_2$ und $28^1/_2\,\%$, die Achse B bei $90\,\%$ An.

Über die Winkel gibt die Tabelle Auskunft.

Dividiert man die unter $11'$ stehenden Zahlen durch 2, so erhält man den Abstand der Normalen β von der Normalen von M oder den Winkel, den die Achsenebene mit 010 einschließt.

Die Zahlen unter 11^π geben durch 2 geteilt das Komplement des Abstandes zwischen β und der krystallographischen b-Achse.

Tabelle

Winkel der optischen Achsenebenen im Albitzwilling $11'$ und im Periklinzwilling 11^π. (Vergl. Fig. 5.)

	An%	$11'$		11	
Albit	5	149°5	(30°5)	$23^1/_2$°	Kreuzung in der Nähe von α
Oligoklas-Albit	13	161	(19)	10	
Oligoklas	20	179	(1)	$6^1/_2$	
Oligoklas	25	166	(14)	21	
Andesin	37	134	(46)	53	
Labrador	52	128	(52)	56	
Labrador	63	122	(58)	64	
Bytownit	75	122	(58)	63	Kreuzung in der Nähe von B.
Anorthit	100	132	(48)	54	

Kreuzung der Achsenebenen im Karlsbaderzwilling.

Bei Albit und den nahe stehenden Plagioklasen kreuzen sich die Achsenebenen des Karlsbader Zwillings in der Nähe der Achsen B. Der Winkel ändert sich anfangs wenig; beim reinen Albit kreuzen sich die Achsenebenen zwischen B und Mittellinie α. Der Kreuzungspunkt rückt dann näher an B. Bei $11\,\%$ An fällt der Kreuzungspunkt mit der B zusammen. (Achse B passiert die Prismenzone.) Von da an liegt der Kreuzungspunkt zwischen B und Mittellinie γ. Bei den Oligoklasen liegt der Kreuzungspunkt in der Nähe der Normalen von M; bei $20^1/_2\,\%$ An fällt er mit dieser, und bei $21\,\%$ mit der Mittellinie γ zusammen.

Nun rückt der Kreuzungspunkt langsamer gegen die optische Achse A vor, und schon bei Andesinen kann man leicht beide Achsen A und den zwischen A und γ liegenden Kreuzungspunkt finden, da die Achsenschnitte senkrecht zu A mit ihren niederen Interferenzfarben leiten. Der Winkel der Achsenebenen wird nun stetig größer. Bei $88\,\%$ An wird er gleich 180°, das heißt, die Ebene der optischen Achsen geht durch die krystallographische c-Achse. Bis zum Anorthit nimmt der Winkel dann noch weiter ab.

Für Plagioklase aus der Gegend des Labradors ist dieser Winkel zur Bestimmung wertvoll, da andere Bestimmungsstücke zumeist auslassen oder unzuverlässig werden.

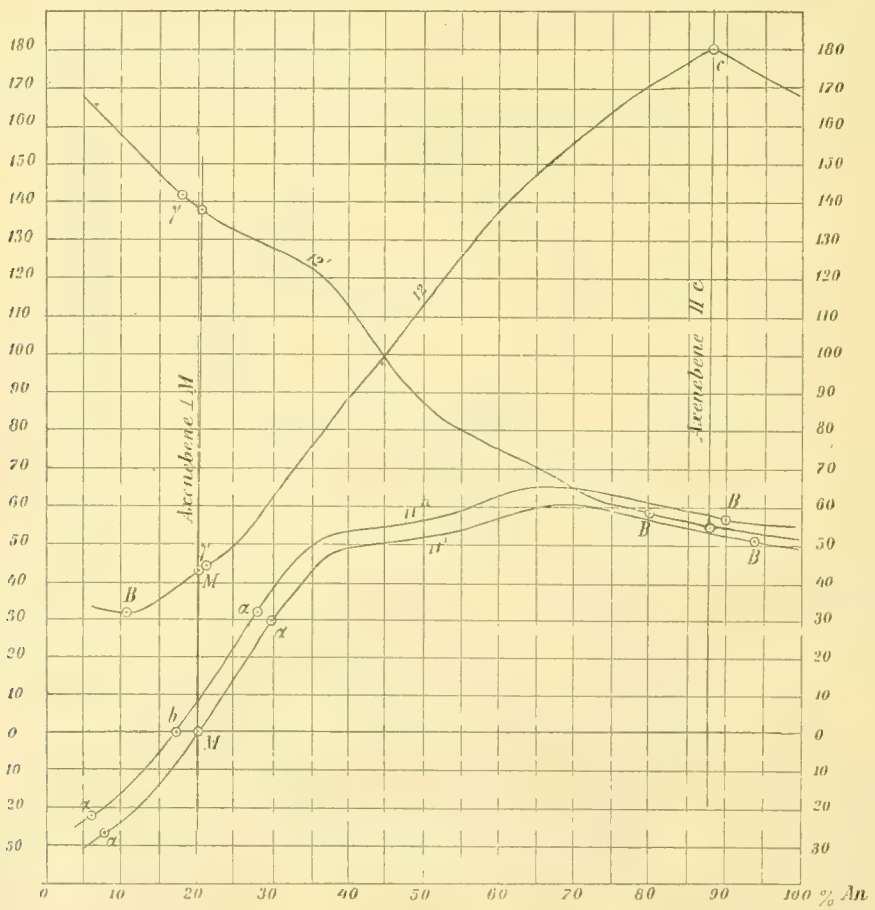
Die folgende Tabelle vereinigt die Zahlen, die aus den Typendiagrammen abgeleitet wurden. Die Hälfte der angeführten Winkel, entspricht dem Winkel zwischen der optischen Normale β und der Vertikalachse.

Tabelle

der Kreuzung der Achsenebenen im Karlsbader Zwilling 12. (Vergl. Fig. 5.)

	Ao%	Winkel der Achsenebenen im Karlsbader Zwilling 12	
Albit	5	34°	Kreuzung zwischen *B* und *α* in der Nähe von *B*; Kreuzung in *B* bei 11% An.
Oligoklas-Albit	13	32	Kreuzung zwischen *B* und *γ* in der Nähe von *B*.
Oligoklas	20	42	» » » » » » » *γ*.
Oligoklas	25	49	Kreuzung in *γ* bei 21% An.
Andesin	37	80	
Labrador	52	118	Kreuzung zwischen *A* und *γ* in der Nähe von *A*.
Labrador	63	142	
Bytownit	75	164	Winkel der Achsenebenen = 180° bei 88% An.
Anorthit	100	167	

Fig. 5.



Winkel der Achsenebenen bei Albitzwillingen (11'), Periklinzwillingen (11$_\pi$), Karlsbader Zwillingen (12) und Doppelzwillingen nach dem Karlsbader und Albitgesetz (12').

Kreuzung der Achsenebenen der Individuen 12′ des Doppelzwillings.

Die Kreuzung der Achsenebenen 12′ liegt anfangs in der Nähe der Mittellinie γ, welche bei 18% An passiert wird; bei 21% trifft der Kreuzungspunkt mit M zusammen. In diesem Teil der Plagioklasreihe sind Schnitte, in denen die Kreuzung beobachtet werden kann, nicht ganz leicht zu finden. Auch stören die Lamellen nach dem Albitgesetz in den betreffenden Schnittrichtungen die konospischen Beobachtungen. Von 0 bis 18% An findet das Durchkreuzen statt zwischen γ und A, dann bis 80% zwischen γ und B.

Im mittleren Teil der Reihe nähert sich der Kreuzungspunkt der Achse B; solche Schnitte sind leichter auffindbar und hier könnte der Winkel der Achsenebenen 12′ auch zur Bestimmung dienen.

Weiterhin ist die Änderung gering; bei 80% An geht der Kreuzungspunkt durch B und fällt dann zwischen B und α.

Für die Bestimmung hat dieser Teil der Kurve keinen Wert.

Die Hälfte der Zahlen unter 12′ entspricht dem Winkel zwischen dem Pol β und einem von M und c um 90° abstehenden Pol der Projektion.

Tabelle

der Kreuzung der Achsenebenen 12′ des Doppelzwillings. (Vergl. Fig. 5.)

	An%	Winkel der Achsenebenen 12′	
Albit	5	167°	Kreuzung findet statt zwischen γ und A in der Nähe von γ. In γ bei 18% An.
Oligoklas-Albit	13	152	
Oligoklas	20	138	Kreuzung zwischen γ und B.
Oligoklas	25	132	
Andesin	37	119	
Labrador	52	82	
Labrador	63	72	Kreuzung zwischen γ und B in der Nähe von B. B wird passiert bei 80% An.
Bytownit	75	60	
Anorthit	100	51	Kreuzung zwischen B und α.

Interferenzbilder von Doppelzwillingen.

Die Doppelzwillinge von Plagioklasen nach dem Albit- und Karlsbadergesetz, denen insbesondere in den Erstarrungsgesteinen eine so große Verbreitung zukommt, liefern sehr charakteristische Erscheinungen, wenn die Interferenzbilder in geeigneten Schnitten in dasselbe Gesichtsfeld eingetragen werden. Solche Schnitte liefern insbesondere die anorthitreichen Mischungen senkrecht zur Vertikalachse und albitreiche Mischungen parallel zu den Prismenflächen.

Schnitte senkrecht zur Vertikalachse. Anorthitreiche Mischungen.

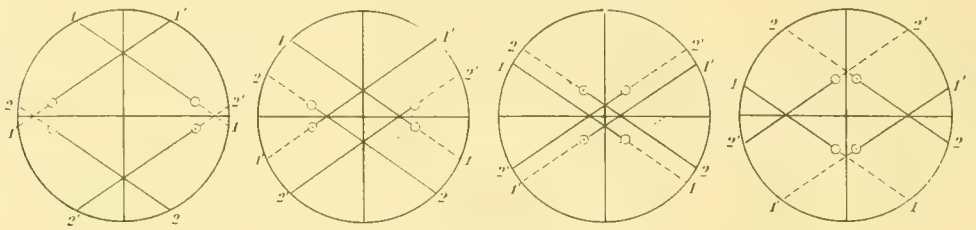
Die Verhältnisse solcher Schnitte wurden ausführlich dargelegt in Tschermak's min. petr. Mitt. 14. An der dort gegebenen Darstellung ist nichts Wesentliches zu ändern. Doch kann die Unterscheidung jener Abteilungen, die sich qualitativ also ohne Messung innerhalb der Reihe Labrador Anorthit trennen lassen, einfacher und durchsichtiger gegeben werden.

Es sei ein Durchschnitt mit allen 4 Individuen gegeben, die den Doppelzwilling zusammensetzen. Wir tragen in dasselbe Gesichtsfeld die Achsenbalken in Normalstellung ein, bezeichnen die Achsenpunkte und die Orientierung der Mittellinien α und γ, und ermitteln die Spur von M.

Ohne daß wir vorher die Stellung der Individuen kennen, ohne also vorher eine Entscheidung zu treffen, welches die Achse von 1, 1′, 2 und 2′ sei, können wir zwischen den 4 Achsenpunkten und den zugehörigen Achsenebenen 2 Symmetrielinien ziehen, eine parallel der Spur von M: Medianlinie, eine senkrecht dazu: Transversallinie.

Unter Anwendung dieser Ausdrücke lassen sich die in den 4 Figuren 6 *a*, *b*, *c*, *d* dargestellten Fälle folgendermaßen beschreiben:

Fig. 6.



a *b* *c* *d*

Projektion der Achsen B und der Achsenebenen in einem Schnitt senkrecht c bei anorthitreichen Plagioklasen. Die Ringeln bedeuten die Achsen, die schräglaufenden Linien die Achsenbarren in Normalstellung; ausgezogen der Abschnitt zwischen Achse B und Mittellinie α, gestrichelt der zwischen B und γ. Die fein punktierte Linie bedeutet die Achsenbahn des in Grundstellung befindlichen Individuums 1 für die Mischungsreihe von Labrador bis Anorthit. Der Kreis entspricht ungefähr dem Gesichtsfeld von Objektiv 7 von Fuess.

1. Fall. Anorthitgehalt kleiner als 79 %. φ und λ positiv. Die Achsenebenen schneiden sich auf der Transversallinie zwischen B und γ, auf der Medianlinie zwischen B und α. Fig. 6 *a*.

2. Fall. Die Achsenebenen schneiden sich auf beiden Symmetrielinien zwischen B und α. Den Achsen zunächst liegt der Schnittpunkt auf der Transversallinie. λ negativ, φ positiv, Anorthitgehalt zwischen 79 und 88 %. Fig. 6 *b*.

3. Fall. Die Achsenebenen schneiden sich auf beiden Symmetrielinien zwischen B und γ. Die den Achsen nächsten Schnittpunkte liegen auf der Medianlinie. φ und λ wie bei Fall 2, Anorthitgehalt zwischen 88 und 94 %. Fig. 6 *c*.

4. Fall. Die Achsenebenen schneiden sich zwischen B und γ auf der Medianlinie, zwischen B und α auf der Transversallinie. λ negativ, φ negativ, Anorthitgehalt größer als 94 %. Fig. 6 *d*.

Zwischen 1 und 2 liegt die Mischung mit 79 % An, für welche $B_1 B_2' = 0$; zwischen 2 und 3 liegt die Mischuug 88 % An, für welche die Ebene der optischen Achsen durch die Vertikalachse geht; zwischen 3 und 4 liegt die Mischung 94 % An, bei der $B B' = 0$.

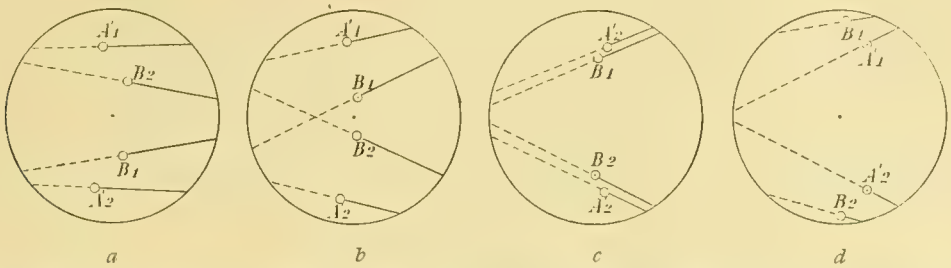
Schnitte der Prismenzone. Albitreiche Mischungen.

Charakteristische Konfigurationen ergeben sich in Schnitten albitreicher Mischungen, die einer vertikalen Prismenfläche parallel gehen, die ungefähr die Lage von f oder z hat.

Hier kann man unter Umständen in allen 4 Individuen eines Doppelzwillings die Achsenebenen und Achsenpole eintragen und erhält dann auch sehr gut orientierende Bilder. Zunächst wird man finden, daß in allen Individuen die Mittellinien γ und α gleichsinnig gerichtet sind. Die Richtung γ ist gegen den

Pol von M gewendet und gibt somit Aufschluß, ob man sich in der rechten oder linken Hälfte der Projektion befindet. Vergl. Fig. 7 *a*, *b*, *c*, *d*.

Fig. 7.



Projektion der 4 Achsen eines Plagioklas-Doppelzwillings in einem Schnitt ungefähr parallel (130). Die Normale von M liegt zur linken Hand. Die eingezeichneten Linien bedeuten die Achsenbarren in Normalstellung, die Ringel die Achsenpunkte. Die ausgezogene Linie verbindet die Achse mit α, die gestrichelte mit γ.

1. Fall. Die A-Achsen mit einem Abstand von etwas über 30° liegen außen, die B-Achsen innen Der Anorthitgehalt ist kleiner als 21 %. (Fig. 7 *a*, *b*, *c*).

Hier gibt es zwei Unterfälle:

a) Die inneren Achsenebenen schneiden sich zwischen Achse B und Mittellinie α. Anorthitgehalt zwischen 0 und 11 %. (Fig. 7 *a*).

b) Die inneren Achsenebenen schneiden sich zwischen Achse B und γ. Anorthitgehalt größer als 11 %. (Fig. 7 *b*, *c*).

Innerhalb dieses Unterfalles sind noch zwei weitere Unterfälle unterscheidbar; man verbinde die Achsenpunkte A durch einen Großkreis, im Gesichtsfeld also durch eine gerade Linie; nun liegen:

α) die inneren Achsen B und die Mittellinien γ auf verschiedenen Seiten des Bogens A_1A_2 (Fig. 7 *b*).

β) die inneren Achsen B und die Mittellinien γ auf derselben Seite des Bogens $A_1 A_2$ (Fig. 7 *c*). Zwischen α) und β) liegt die Mischung mit 16 % An bei welcher alle 4 Achsen in einer Geraden liegen.

2. Fall. Die A-Achsen mit einem Abstand von 30° oder weniger liegen innen, die B-Achsen mit einem Abstand größer als 30° liegen außen: Anorthitgehalt größer als 21 % (Fig. 7 *d*).

Doppelzwillinge nach Albit- und Periklingesetz.

Solche Doppelzwillinge sind häufig in der Weise ausgebildet, daß einem größeren Individuum Lamellen sowohl nach dem Albit- als nach dem Periklingesetz eingeschaltet sind.

In der Reihe zwischen Albit und Andesin können nicht selten in einem Schnitte die optischen Achsen aller drei Individuen eingestellt werden. In solchen Schnitten erscheinen dann die Lamellen nach dem Albitgesetz ziemlich verwaschen, die Lamellen nach dem Periklingesetz scharf begrenzt und zwar sieht man entweder AB' und B_π oder BA' und A_π. Dies führt wieder zu ganz charakteristischen Bildern, wenn die Achsenebenen und die Achsenpole in dasselbe Gesichtsfeld winkelgetreu eingetragen werden.

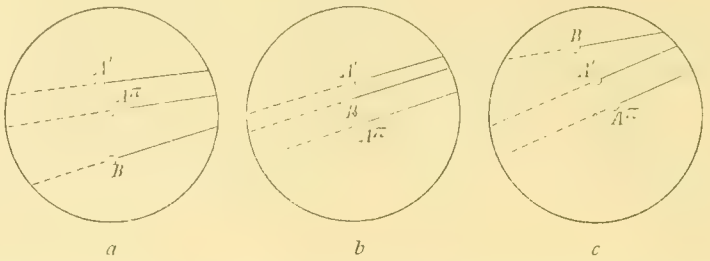
Die folgenden Fälle sind leicht zu unterscheiden.

1. Fall. Die Achsenebene des Haupt-Individuums liegt außerhalb der beiden anderen, und zwar näher an der Achsenebene der Periklinlamelle. (Fig. 8 *a*).

2. Fall. Die Achsenebene des Haupt-Individuums liegt zwischen den Achsenebenen der beiden anderen Individuen (Fig. 8 *b*).

3. Fall. Die Achsenebene des Hauptindividuums liegt außerhalb der beiden anderen, und zwar näher der Achsenebene der Albitlamellen (Fig. 8 *c*).

Fig. 8.

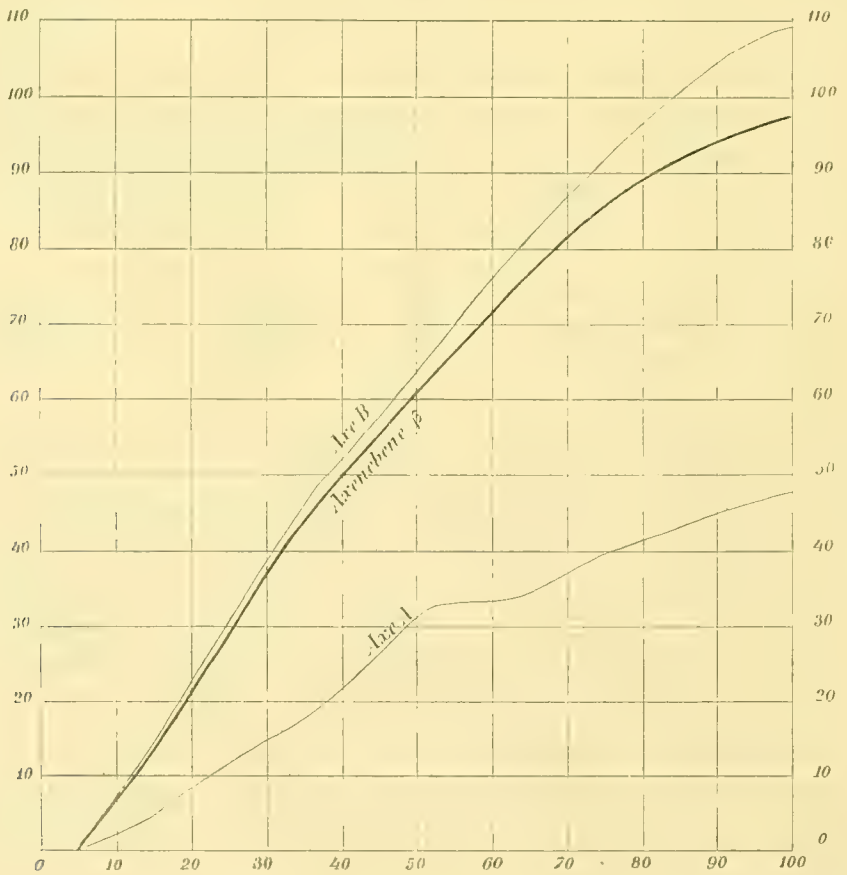


Projektion der Achsen und Achsenebenen von Zwillingen nach Albit- und Periklingesetz. Der Pol von *M* liegt zur linken Hand vom Gesichtsfeld.

Die Grenze zwischen Fall 1 und 2 fällt zusammen mit dem Minimum des Winkels AB_π und mit der Auslöschungsschiefe 0 gegen die Spur von *P* im Schnitt α. Die Ebene der optischen Achsen geht durch die krystallographische *b*-Achse. Dies tritt ein bei 18 % An.

Die Grenze zwischen 2 und 3 fällt zusammen mit dem Minimum des Winkels AB', mit der Auslöschungsschiefe 0 gegen die Spur von *M* im Schnitt α. Die Ebene der optischen Achsen steht senkrecht auf *M*. Dies ist der Fall bei $20^1/_2$ % An.

Fig. 9.



Wanderung der Achsen *A*, *B* und der Achsenebene, resp. ihrer Normale in der Plagioklasreihe.

Es ist zu bemerken, daß man in einem solchen Schnitt entscheiden kann, ob das Hauptindividuum senkrecht zur Achse A oder B getroffen wurde. Durch Beobachtung mit dem Gipsblättchen ist die γ-Seite des Achsenbalkens zu erkennen. Die γ-Seiten der Achsenbalken sind der Seite des Gesichtsfeldes zugekehrt, wo die Normale von M liegt.

Ist nun im Hauptindividuum B, also in den Lamellen A' und A_π getroffen, so liegt die Achse des Hauptindividuums zwischen M und den belden A. Ist dagegen A des Hauptindividuums getroffen, so liegt es in Bezug auf M jenseits der die Achsen der Zwillingslamellen verbindenden Linie.

Innerhalb ihrer Achsenbahn verschiebt sich die optische Achse A der Plagioklase langsamer als die Achse B. Auch ist die Schnelligkeit der Verschiebung nicht im ganzen Verlaufe der Reihe gleich.

Ebenso erfährt die Achsenebene eine stetige Änderung ihrer Lage, welche am besten an der Wanderung der Normalen β erkannt wird. Auch diese Wanderung erfolgt nicht überall gleich schnell.

Die vorstehende Figur 9 verzeichnet die Kurven, welche sich ergeben, wenn als Abszissenachse der Gehalt an Anorthit in Molekularprozenten, als Ordinate die Gesamtwege aufgetragen werden, welche die Achsen A, B und die Normale β von ihrer Position bei Albit zurückgelegt haben.

Diese Kurven können Verwendung finden, wenn bei zonar gebauten Plagioklasen die Zusammensetzung einer Zone bestimmt ist und von den anderen Zonen die Verschiebung der Achsen oder der Achsenebene gemessen wurde.

Tabelle

der Wanderung der Achsen und der Achsenebene der Plagioklase.

	An%	Verschiebung der Achse		Verschieb. der Achsenebenen
		A	B	β
Albit	5	—	—	—
Oligoklas-Albit	13	$3^1/_2$	$10^1/_2$	10
Oligoklas	20	$8^1/_2$	22	20
Oligoklas	25	$11^1/_2$	30	$28^1/_2$
Andesin	37	$18^1/_2$	48	46
Labrador	52	32	65	$62^1/_2$
Labrador	63	33	$78^1/_2$	74
Bytownit	75	39	$90^1/_2$	85
Anorthit	100	47	$108^1/_2$	97

Nur die häufiger angewandten Fälle optischer Bestimmung der Plagioklase sind hier besprochen. Für denjenigen, der mit der konoskopischen Untersuchungsmethode vertraut ist, ergeben sich noch manche andere Möglichkeiten zur Bestimmung. Es hätte aber keinen Zweck diese Kasuistik auf alle möglichen Fälle auszudehnen. Solche Spezialfälle bleiben der Einzelbeschreibung überlassen.

Am häufigsten wurden die Auslöschungsschiefen a und α, ferner die Winkel AB', AB_π, sowie B_1B_2 angewendet. Diese Beobachtungen führen fast immer zum Ziel.

Der Zonenbau der Plagioklase in krystallinen Schiefern.

In den Erstarrungsgesteinen haben die Plagioklase einen gesetzmäßigen Zonenbau, der seit langer Zeit bekannt ist, und dessen Grundregel lautet: Kern anorthitreicher als die Hülle. Diese Zonenstruktur ist mannigfacher Ausbildung fähig und erleidet bisweilen scheinbare Ausnahmen, stellt aber ohne Zweifel

ein wichtiges Merkmal für die Plagioklase der Erstarrungsgesteine dar, das sich auch mit allgemein physikalisch chemischen Gesetzen in Zusammenhang bringen läßt.

Diese Zonenstruktur der Plagioklase hat in neuerer Zeit besonders durch J. H. L. Vogt eine eingehende Besprechung und theoretische Beleuchtung erfahren. Besonders wurde der Zusammenhang mit den theoretischen Gesichtspunkten, die Backhuiz-Roozeboom bezüglich des Verhaltens isomorpher Schichtkrystalle erörtert hat, dargetan.

Diesen sehr interessanten Auseinandersetzungen gegenüber ist es vielleicht billig, hervorzuheben, daß in sachlicher Beziehung das Verhalten der Plagioklase schon vor dem Auftauchen der allgemeineren Theorien von den Petrographen, die sich mit dieser Frage befaßt hatten, vollkommen richtig und zutreffend beurteilt worden war.

Manche Züge in dem Verhalten der Plagioklase sind sogar von petrographischer Seite mit größerem Detail beurteilt worden, so zum Beispiel die Frage der Änderung der ersten Ausscheidungen. Nach der Theorie sind die ersten Ausscheidungen aus der Schmelze zweier isomorpher Substanzen reicher an der Komponente mit höherem Schmelzpunkt. Die Schmelze wird dadurch in ihrer Zusammensetzung im entgegengesetzten Sinne geändert. Genügend langsame Abkühlung vorausgesetzt, sollten sich nun die zuerst ausgeschiedenen Krystalle während des Weiterwachsens stetig in ihrer Zusammensetzung ändern durch einen fortwährenden Austausch mit der sich gleichfalls fortwährend ändernden Schmelze, so daß zum Schluß homogene Krystalle von der ursprünglichen Zusammensetzung der Schmelze übrig bleiben.

Es ist die Frage ob irgendwo in der Natur ein so stetiger Austausch zwischen bereits ausgeschiedenen Krystallen und Magmarest stattfindet, wie er im theoretischen Grenzfall vorgesehen ist. Daß aber ein lebhafter Austausch zwischen Krystall und Schmelze stattfindet, ist ohne Zweifel richtig; es sind insbesondere plagioklasreiche Gesteine mittlerer Zusammensetzung, in denen solche Erscheinungen beobachtet werden. Ich habe solche Strukturverhältnisse als Kerngerüst und Füllsubstanz ausführlich beschrieben und genau jene Deutung dafür gegeben, die jetzt von Vogt und anderen befürwortet wird.[1]

Wenig später nach meiner Publikation wurden dieselben Erscheinungen von M. Lévy[2] beschrieben und abgebildet, ohne daß er wie es scheint meine Beschreibung gekannt hat, jedenfalls aber ohne die Deutung zu geben, die ich gefunden zu haben glaubte.

Ich erwähne das hier, nicht um die Bedeutung der theoretischen Ansichten von Roozeboom und Vogt zu verkleinern, aber um hervorzuheben, daß diese Ansichten schon früher ausgesprochen waren, ehe sie als Spezialfälle eines allgemeineren Schemas ihre theoretische Einordnung fanden.

Daß bei den krystallinischen Schiefern die Zonenregel umgekehrt lautet: Kern anorthitärmer als die Hülle, glaube ich zuerst ausgesprochen zu haben, obwohl vielleicht einzelne einschlägige Beobachtungen schon früher gemacht wurden. Ich berichtete über die auffällige Erscheinung im Anzeiger der Akademie der Wissenschaften und in einem Vortrag im Verein Lotos in Prag.[3]

Die Erscheinung ist dann von anderen Forschern bestätigt worden. So hat Hennig die verkehrte Zonenfolge in skandinavischen Gesteinen gefunden, und Weinschenk beschreibt sie aus alpinen Gesteinen.

Sie dürfte ziemlich weit verbreitet sein, denn bei einiger Aufmerksamkeit läßt sie sich fast immer wenigstens in Spuren nachweisen, wenn die Plagioklase der krystallinischen Schiefer überhaupt Zonenstruktur zeigen.

---

[1] F. Becke, Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tschermak's Min. u. petr. Mitt. *3*, 389, 1893.

[2] M. Lévy, Détermination des Feldspats, Deuxieme fascicule, Paris 1896, Taf. XIX, XX, XXI.

[3] F. Becke, Über Zonenstruktur bei Feldspaten. Vortrag 3. April 1897. Lotos, XVII, Nr. 3 p. 58. Prag 1897.

In den obersten Tiefenstufen fehlt die Erscheinung, weil hier überhaupt andere Plagioklase außer Albit nicht existenzfähig sind. In der unteren Tiefenstufe ist sie nicht selten und in den Übergangszonen zwischen der oberen und unteren Tiefenstufe ist sie oft sehr typisch entwickelt.

Die Ausbildungsweise ist dabei ziemlich mannigfaltig. Bald ist der Kern ziemlich scharf von der anorthitreicheren Hülle geschieden (vergl. Fig. 14, Taf. II), bald fließen Kern und Hülle ohne jede scharfe Grenze ineinander. (Fig. 13, 15, 16, 17). Bisweilen unterscheiden sich Kern und Hülle nur durch das verschiedene Mischungsverhältnis und die davon abhängige Orientierung, bald sind sie durch Einschlüsse, Durchsichtigkeit, Formausbildung verschieden.

In krystallinen Schiefern mit ausgeprägter Schieferung beobachtet man sie stets am deutlichsten im Schliff parallel der Hauptschieferung. Am wenigsten ist davon in den Querschliffen gestreckter Gesteine zu sehen.

Nicht immer umgibt die anorthitreichere Hülle den Kern allseitig. Häufig ist sie nur einseitig oder auf zwei Seiten entwickelt, bisweilen bestehen nur ganz kleine Fortwachsungen, die sich in der Richtung der Schieferung in das Grundgewebe vorschieben, aus anorthitreicherem Plagioklas (Fig. 14). Manchmal grenzen die albitreicheren Kerne mehrerer Körner unmittelbar aneinander, und die Hüllen treten nur an den gegenüberliegenden freien Seiten der Kerne auf.

Die inverse Zonenstruktur findet sich im Bereiche der ganzen Plagioklasreihe, vom fast reinen Albit angefangen bis zum Bytownit mit einigen achtzig Prozent Anorthitgehalt. Sie ist also nicht auf die sauren Plagioklase beschränkt.

Über den Grund der inversen Zonenstruktur weiß ich noch heute nichts vollkommen Befriedigendes auszusagen und kann nur ihre weite Verbreitung in den krystallinen Schiefern betonen.

Einschlüsse der Plagioklase.

Eine schon von den ältesten Beobachtern[1] hervorgehobene Eigentümlichkeit der Plagioklase in den alpinen Gesteinen ist ihr Reichtum an Einschlüssen. In den albitreichen Varietäten bestehen sie vornehmlich aus einem Mineral, das sich mikroskopisch und optisch von Muscovit nicht unterscheiden läßt. In den anorthitreicheren Mischungen tritt sehr häufig Klinozoisit, auch ein lichtgefärbter, in (110) krystallisierender Granat hinzu.

Von manchen Beobachtern wird auch Sillimanit angegeben, was ganz gut möglich ist; in den von mir untersuchten Gesteinen habe ich ihn nicht beobachtet.

Spärlich findet sich auch Biotit darunter.

Diese Einschlüsse spielen eine große Rolle in den Vorstellungen, welche Weinschenk über die Entstehung der alpinen Zentralgranite entwickelt hat (Theorie der Piëzokrystallisation).

Weinschenk bestreitet ihre sekundäre Entstehung, betrachtet sie als primäre Bildungen. Dem Einwand, daß diese Einschlüsse nie in den anderen Gemengteilen, namentlich nie in Quarz, nie im Kalifeldspat, vorkommen, sucht er dadurch auszuweichen, daß er sich vorstellt, im Magma sei die Tendenz zur Bildung basischerer Feldspate vorhanden gewesen, im Moment der Festwerdung sei jedoch saurer Plagioklas und Klinozoisit entstanden.

Die von mir und vielen anderen Beobachtern seit langem behauptete sekundäre Entstehung dieser Einschlüsse weist Weinschenk zurück, weil die Beibehaltung der Krystallstruktur des Plagioklases beim Übergang von anorthitreicher zu anorthitärmerer Mischung undenkbar sei.

---

[1] Vergl. z. B. A. Böhm. Über die Gesteine des Wechsels. Tschermaks Mineral. u. petrogr. Mitt. *5.* p. 197, 1882; insbesondere p. 201, 202, 203 und sonst.

Ich behalte mir vor, auf die Frage nochmals einzugehen, wenn unsere Beobachtungen an verschiedenen Gesteinen vorliegen werden, und beschränke mich hier darauf, den Gegensatz der Auffassung festzustellen und meine Meinung auszusprechen, daß angesichts vieler Tatsachen, welche chemische Umwandlungen unter Erhaltung der Krystallstruktur bezeugen, die Annahme sekundärer Bildung aus dem Anorthit-Silikat des Plagioklases die einfachere Auffassung zu sein scheint.

Schachbrett-Albit.

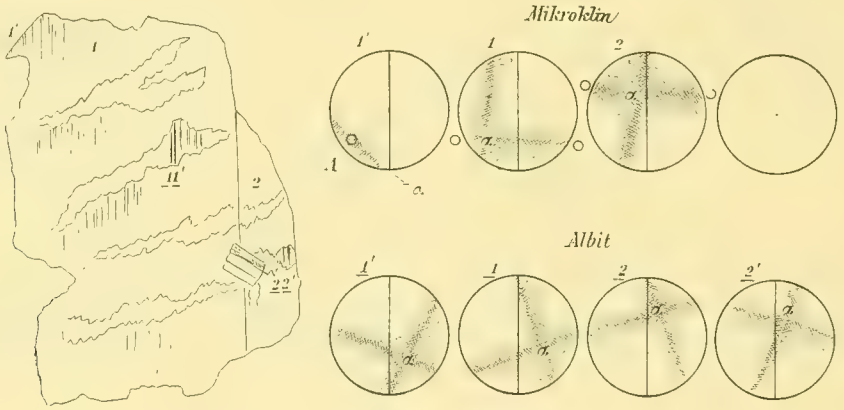
Eine besondere Ausbildung von albitähnlichem Plagioklas beobachtet man in vielen Gesteinen, die einen ursprünglichen Gehalt an Kalifeldspat haben, und starker Umwandlung ausgesetzt waren.

Hier findet oft eine Verdrängung des Kalifeldspat durch Natronfeldspat statt, wobei der neugebildete Natronfeldspat homoax zum ursprünglichen Kalifeldspat abgesetzt wird.

Dieser Absatz besteht stets aus recht anorthitarmen Mischungen, wie die Bestimmung der optischen Eigenschaften zeigt, und ist durch eine eigentümliche Entwicklung der Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ausgezeichnet.

Die an Stelle des Kalifeldspates tretende Albitmasse ist nicht homogen, sondern zeigt sich aus meist ganz kurzen alternierenden Lamellen nach dem Albitgesetz zusammengesetzt. Während sonst Zwillings-

Fig. 10.



Mikroklin mit perthitischen Albitbändern. Karlsbader Zwilling ungefähr parallel (100) geschnitten.
(Vergl. Taf. I, Fig. 2 und 3.)

lamellen nach dem Albitgesetz in der Regel ein Korn der ganzen Länge nach durchsetzen, sind die Lamellen hier häufig nicht viel länger als breit, wodurch in gewissen Schnitten eine an ein Schachbrett mahnende Zeichnung entsteht, wenn eine Schar der Zwillingslamellen auf dunkel gestellt wird.

In Schnitten senkrecht zu *M* und *P* tritt diese Struktur am deutlichsten hervor. In Schnitten schief zu *M* entstehen fleckige verwaschene Polarisationsbilder. Es ist mir nicht unwahrscheinlich, daß solche Plagioklase es sind, welche bisweilen für Anorthoklas ausgegeben wurden.

Die Bilder, Taf. II, Fig. 18 und 19 geben das Aussehen dieses Schachbrett-Albites recht gut wieder.

In vielen stark geschieferten, porphyrartigen Granitgneisen bestehen die schneeweißen undurchsichtigen, porzellanähnlichen Einsprenglinge aus solchem Schachbrett-Albit, so der Granitgneiß des Sonnblickkernes, die Randpartien des Duxer Kernes bei Mairhofen.

Die Bildung dieses Schachbrett-Albites schreitet oft derart in das Innere der ursprünglichen Kalifeldspate vor, daß kleine inselförmige Partien des ursprünglichen Minerales erhalten bleiben.

Von dem Material der zackigen Perthitbänder unterscheidet sich dieser auf Kosten des Kalifeldspates gebildete Schachbrett-Albit nicht wesentlich, wohl aber recht deutlich von den älteren, so häufig

in den Kalifeldspaten eingeschlossenen Plagioklaskörnern. Diese enthalten stets mehr oder weniger von jenen kleinen Glimmertäfelchen, welche für die alpinen Plagioklase so charakteristisch sind. Der Schachbrett-Albit ist von jenen Bildungen frei.

Interessant gestalten sich die Bilder, wenn derartige Kerne von ursprünglichem Kalifeldspat in der Folge weiter wachsen. Den mit typischer Schachbrettstruktur versehenen Kern umgibt dann eine Rinde aus stetigen, geraden aber ungewöhnlich schmalen Lamellen nach dem Albitgesetz. Vergl. Taf. 2, Fig. 19.

Beispiele für die Anwendung der konoskopischen Bestimmungsmethoden bei der Untersuchung von Feldspaten.

Kalifeldspat in Verwachsung mit perthitischen Albitbändern.

In Granitgneis W von Gais bei Bruneck finden sich große Kalifeldspate, die auf Taf. I, Fig. 2, 3, 4 abgebildet sind.

Schnitte nach P und ähnlich liegende geben das bekannte Gitter. Schnitte ungefähr parallel (100) oder zwischen (100) und ($\bar{2}01$) lassen eine ziemlich verschwommene Streifung in flammenähnlichen Lamellen erkennen. (Vergl. Fig. 2, Taf. I).

In Diagonalstellung verschwindet diese Streifung ebenso wie die der unregelmäßigen perthitischen Albitbänder. (Vergl. Taf. I, Fig. 3), welche nur mit höherer Interferenzfarbe aus dem dunkelgrauen Grund des Kalifeldspates herausleuchten.

In den bezeichneten Teilen des dort abgebildeten Durchschnittes, S. 28 skizziert, beobachtet man die in richtiger Stellung daneben gezeichneten Interferenzbilder. Man erkennt, daß der Schnitt nicht genau senkrecht auf (010) getroffen hat. Man sieht ferner, daß die Mittellinien α der beiden Zwillingslamellen von Albit fast zusammenfallen, während die des Kalifeldspats so stark gegeneinander verschoben sind, daß sie für das eine Individuum bereits außerhalb des Gesichtsfeldes fällt, so daß α des einen Individuums und die Achse des anderen fast zusammenfallen.

Bei der Vergleichung der zu einem Karlsbader Zwilling gehörigen Interferenzbilder bemerkt man, daß die Achsenebenen des Mikroklins weiter voneinander entfernt liegen als die des Albits.

Die perthitischen Bänder bestehen nicht aus ganz reinem Albit. Die Winkel, welche die Achsenebenen der im Albitzwilling verbundenen Individuen einschließen, betragen:

$11' = 19°$, $22' = 23°$, im Mittel $21°$. Hieraus folgt nach Fig. 5 12 % An.

Einfacher Albitzwilling in Glimmerschiefer von der Hochsäge.

Taf. I, Fig. 11.

Die beistehende Figur S. 30 zeigt eine vereinfachte Skizze des Durchschnittes. Im Individuum links bemerkt man feine Spaltrisse nach P.

Der Kreis nebenan zeigt die Projektion der im Gesichtsfeld von 26° Radius sichtbaren Achsenpole und Achsenebenen. Die Orientierung von γ und α zeigt, daß der Pol (010) zur linken Hand liegt.

Die in 1 sichtbare Achse ist B, die in $1'$ sichtbare A. Aus der Beobachtung ergeben sich folgende Azimute und Zentraldistanzen der Achsen:

Achse	Azimut gegen die Zwillingsgrenze	Zentraldistanz
B_1	+20°	10·5°
A_1'	—25	16·5

Für das Azimut der Achsenebenen fand ich durch Einstellung der Achsenebenen in den transversalen Nicolhauptschnitt

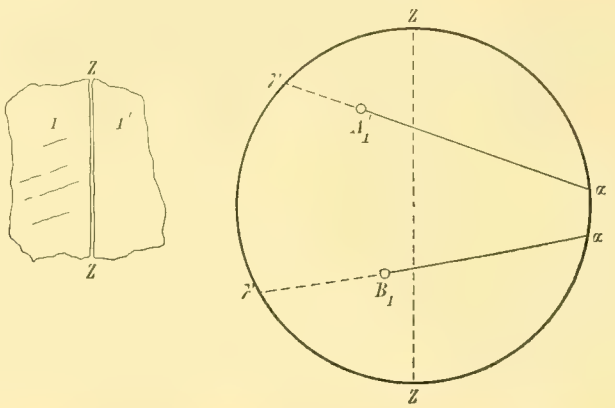
	Azimut gegen die Zwillingsgrenze
B_1	+ 80°
A_1'	— 69·2°.

Hienach ist die Projektion ausgeführt. Zur Kontrolle wurde aus der Zeichnung der Abstand der Achsenebene vom Zentrum entnommen

Achsenebene 1	Abstand vom Zentrum	9·5°	Konstruktion fordert	9·5°
» 1′	» » »	10·5°	» »	12°.

Aus der Projektion ergibt sich: $AB' = 25°$ und hieraus der Anorthitgehalt nach Fig. 4. An 4%. Ferner der Winkel der Achsenebenen, welche wie es der Albitzwilling verlangt, gegen α konvergieren, gleich 36·5°. Dieser Winkel ist etwas zu groß. 4% An würden nach Fig. 5 etwa 32° fordern.

Fig. 11.



Albitzwilling aus Glimmerschiefer Hochsäge $AB' = 25°$. Konvergenz der Achsenebenen gegen α.

Die Projektion ist direkt mit Fig. 1 vergleichbar. Man beachte, daß augenscheinlich B dem Kreuzungspunkt der Achsenebenen in der Symmetrieebene näher liegt. Daraus folgt, daß die Mittellinie α schon jenseits der Medianzone liegt, wie dies bei Albit tatsächlich der Fall ist.

Karlsbader Zwillinge. Albit in Glimmerschiefer von der Ampfergießen bei Taufers.

Fig. 12 und 13 geben zwei Durchschnitte durch Zwillingskörner dieses Albites. Die Messungen ergaben an dem Durchschnitt Fig. 12 für den Winkel beider optischen Achsen 17°, für den Durchschnitt Fig. 13 $32^1/_2°$. Die Durchschnitte gehörten zu den ersten, die untersucht wurden und die geringe Übereinstimmung schien die Methode sehr zu diskreditieren, bis die genauere Untersuchung und insbesondere die Berücksichtigung der Lage der Achsenebenen die Lösung brachte. Keiner von den beiden Durchschnitten ist ein Albitzwilling, wofür sie anfänglich gehalten wurden, sondern Karlsbader Zwillinge. In Fig. 12 treten die Achsen B aus, in Fig. 13 A.

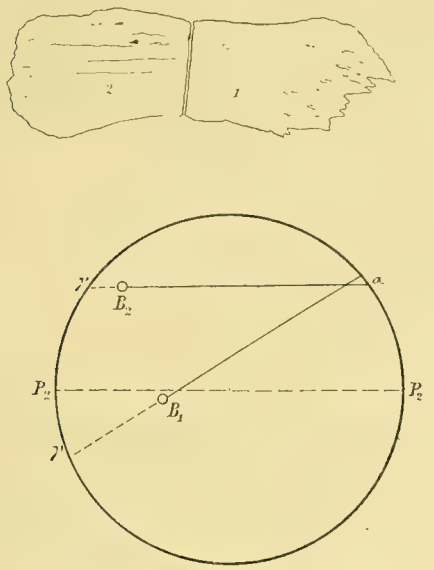
Damit stimmen jetzt alle der Projektion zu entnehmenden Größen.

In Fig. 12 schneiden sich die Achsenebenen zwischen Achse und α noch innerhalb des Gesichtsfeldes, wie es Schnitte B_1B_2 für Karlsbader Zwillinge verlangen.

Aus $B_1B_2 = 17°$ folgt nach Fig. 4 An $= 4\%$ (durch Extrapolation), Winkel der Achsenebenen $32^1/_2°$. Fig. 5 verlangt für 4% An zirka 34°.

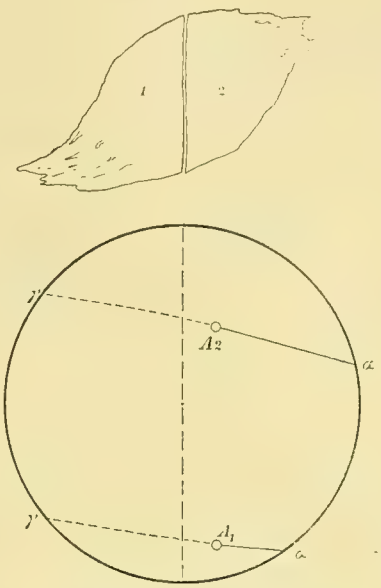
Aus Fig. 13 folgt $A_1A_2 = 32^1/_2°$. Fig. 4 gibt für diesen hier wenig variablen Winkel 32°. Der Winkel der Achsenebenen ist auch hier 32°.

Fig. 12.



Albit. Karlsbader Zwilling $B_1B_2 = 17°$.

Fig. 13.

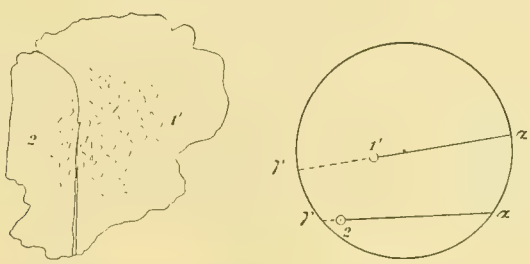


Albit. Karlsbader Zwilling $A_1A_2 = 32°$.

Doppelzwilling 1′, 2 von Albit in Grünschiefer.

In einem Grünschiefer vom Gaiskopf bei Mairhofen östl. der Rettelwand fand sich ein Feldspatdurchschnitt durch einen Zwilling mit Achsenaustritt. Die Untersuchung ergab das in beistehender Skizze dargestellte Resultat. Fig. 14.

Fig. 14.



Albit. Doppelzwilling 1, 2', $A_1B'_2 = 9°40'$.

Der Winkel zwischen den beiden optischen Achsen wurde gefunden zu 9° 40′. Die Einzeichnung der Achsenebenen ließ erkennen, daß sie fast parallel gehen und einen kleinen Winkel in der Richtung gegen γ einschließen. Die Achsen erscheinen in der Richtung der Achsenebene gegeneinander verschoben.

Da an einem anderen Durchschnitt $AB' = 15^1/_2°$ gefunden war mit ganz normaler gegen α stark konvergierender Lage der Achsenebenen, so schien ein Widerspruch vorzuliegen.

Aus den Beobachtungen folgt:

1. Der Zwilling kann kein Albitzwilling sein, sonst müßten die Achsenebenen merklich gegen α konvergieren.

2. Der Zwilling kann kein Karlsbader Zwilling sein. Es müßte B_1B_2 vorliegen und die Achsenebenen müßten noch stärker konvergieren entweder gegen α oder gegen γ.

Somit bleibt nur übrig, daß die Kombination von Karlsbader und Albit-Gesetz vorliegt und die Individuen die Stellung $1'$, 2 haben. In der Tat findet sich an der Zwillingsgrenze eine sehr schmale, anfangs übersehene Lamelle, die dem verkümmerten Individuum 1 oder $2'$ entspricht.

Aus der Projektion ist zu ersehen, daß angenähert $A'B = B'B_2 + A'_1B_2$, also $A'_1B_2 = AB' - B_1B_2$.

Hieraus ergibt sich die Möglichkeit, den gemessenen Winkel zu verwerten. Man hat zu sehen, wo der Abstand der Kurven B_1 B_2 und AB' gleich ist dem gemessenen Winkel von 9° 40′. Das ist der Fall bei $12^1/_2$ An $^0/_0$ in sehr naher Übereinstimmung mit dem aus $AB' = 15^1/_2°$ folgenden Gehalt von $11^0/_0$ An.

Mehrfacher Zwilling nach Albit, Karlsbader und Periklingesetz. Tonalitgneis Göge.

Auf Taf. 1, Fig. 12, hat man das Photogramm eines Plagioklases aus den am besten erhaltenen körnigen Partien des Tonalitkernes der Zillertaler Hauptkette (Göge, im Weißenbachtal unweit des Neveser Jochs, Chemnitzer Hütte). Das Gestein zeigt die hypidiomorph körnige Struktur des Tonalits noch recht gut erhalten. Der Durchschnitt zeigt einen Doppelzwilling nach dem Karlsbader und Albitgesetz, in einem der Individuen (rechte Hälfte) stecken auch Lamellen nach dem Periklingesetz.

Sehr gut tritt die Grenze des Karlsbader Zwillings hervor; durch Kompensation erscheint sie tief schwarz gezeichnet. Die Lamellen nach dem Albitgesetz erscheinen breit, verwaschen.

Wie die nähere Untersuchung lehrt, sind die schmalen Lamellen in der linken Hälfte in der Grundstellung (Individ. 1). Die breiten Teile links und rechts entsprechen $1'$ und $2'$, die schmalen Lamellen rechts 2 und $2'_\pi$.

Die beistehende Textfigur 15 bringt eine etwas schematisierte Skizze und die Orientierung der in den Lamellen sichtbaren Achsenbilder, wie sie durch Beobachtung mittels Camera lucida und drehbarem Zeichentisch gewonnen und in stereographische Projektion übertragen wurden. zz ist die Richtung der Lamellen nach dem Albitgesetz, also die Spur von M.

In $2'$, 2, $2'_\pi$, und 1 ließen sich die Achsen eintragen. Die Achse von $1'$ liegt bereits außerhalb des Gesichtsfeldes rechts unten.

Die Einstellung des Achsenbalkens in transversale Normalstellung lieferte folgende Azimute.

Spur von M parallel dem Vertikalfaden: Ablesung am Objekttisch 218, 0-Punkt für das Azimut.

Individuum 1, Achsenbalken in transversaler Normalstellung (rechts, links), Ablesung 252°, Azimut gegen z + 56 (= 90— [252—218]).

Individuum	2	ebenso,	Ablesung	184°,	Azimut —56°
»	$2'$	»	»	200°,	» —72°
»	$2'_\pi$	»	»	180°,	» —52°.

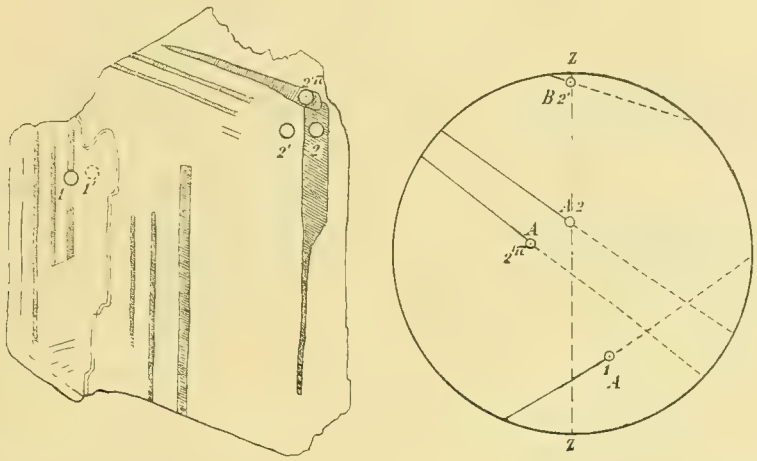
Die Einzeichnung der Achsen gab

Individuum	Azimut gegen zz	Distanz vom Mittelpunkte des Gesichtsfeldes
1	+ 160	16°
2	— 6	5°

Individuum	Azimut gegen *zz*	Distanz vom Mittelpunkte des Gesichtsfeldes
$2'$	— 1	26° (hart am Rande)
$2'_\pi$	— 74	$6^1/_2$°.

Aus der hienach angefertigten Projektion ergäbe sich für den Abstand der Achsenebene 1 vom Mittelpunkt des Gesichtsfeldes 16°. Die direkte Ausmessung auf dem Zeichenblatt gibt $15^1/_2$° Distanz der Achsenebene 2 vom Mittelpunkt, Projektion 4°; direkte Messung 4°.

Fig. 15.



Oligoklas-Andesin. Schnitt der Prismenzone durch einen Doppelzwilling nach Albit- und Karlsbader Gesetz mit Periklinlamellen. Normale Zonenstruktur.

Distanz der Achsenebene $2'_\pi$ vom Mittelpunkt. Projektion 2°; direkte Messung 2°.

Aus der Projektion ergibt sich ferner, daß die Achsenebenen von 1, 2 sich zwischen Achse und γ im Gesichtsfeld schneiden, daß ferner die Achse von $2'$ samt ihrer Achsenebene außerhalb dieses Winkels liegt. Schon daraus ist nach p. 23 [—], Fig. 7 *d* zu entnehmen, daß der Anorthitgehalt höher als 21% ist.

Zu demselben Resultat führt die Beobachtung, daß AB_π größer ist als AB'.

Mißt man die hier vorkommenden Winkel und benützt die Figuren 4 und 5 zur Bestimmung, so hat man:

	Anorthitgehalt:
$AB' = 21°$	$30^1/_2$%
$AB_\pi = 25°$	$30^1/_2$%
$A_1A_2 = 21°$	30%
Winkel der Achsenebenen $12 = 70°$	33%
» » » $22'_\pi = 32°$	$28^1/_2$%
» » » $22' = 25°$	$28^1/_2$%.

Berücksichtigt man, daß die Einstellung der Achsenebene von $2'$ sehr unsicher ist, da sie nahe am Rande des Gesichtsfeldes verläuft, so kann man die Übereinstimmung wohl als sehr befriedigend bezeichnen.

Noch wäre zu erwähnen, daß auch die Lage der Achse A von $2'_\pi$ gegen die Achsen A_2 und B'_2 durchaus so ist, wie die Konstruktion für einen derartigen basischen Oligoklas verlangt.

Um die Übereinstimmung einzusehen, braucht man nur die Figur um 180° um zz zu drehen, so hat man eine ganz ähnliche Lage, wie sie die Projektion I für einen Plagioklas zwischen 25 und 37% An interpolieren läßt.

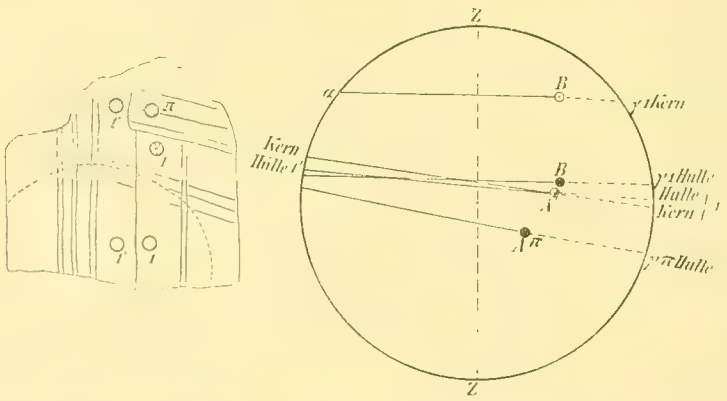
Das hier benützte Beispiel wurde einer laufenden Beobachtung entnommen, bei welcher auf die Ermittlung der Lage der Achsenebenen keine besondere Sorgfalt gewendet worden war.

Der vorliegende Plagioklas zeigt nur einen sehr schmalen Saum mit abnehmender Basizität. Nach Beobachtungen in Schnitten α geht der Anorthitgehalt in diesem Saum bis auf 25% An herunter. Links unten grenzt der Durchschnitt mit einem schmalen Myrmekitsaum an einen Lückenbüßer von Mikroklin.

Doppelzwilling von Albit- und Periklingesetz, verbunden mit Zonenstruktur. Oligoklas im Tonalitgneis.

Fig. 16 zeigt einen Durchschnitt aus einer basischen Konkretion im körnigen Granititgneis des Windbachtales. Das Gestein zeigt noch sehr gute Erhaltung der Erstarrungsstruktur. An dem gezeichneten Durchschnitt erkennt man Zwillingsbildung nach dem Albit- und Periklingesetz. Die untere Hälfte des Durchschnitts zeigt etwas höhere Interferenzfarbe als die obere. Wir nehmen die untere als Kern, die

Fig. 16.



Oligoklas. Albit und Periklinzwilling, verbunden mit normaler Zonenstruktur. Schnitt der Prismenzone mit Achsenaustritt.

obere als Hülle. Die feinen Linien an der Grenze zwischen Kern und Hülle sind Spaltrisse nach P; darüber liegt ein System von Periklinlamellen; diese stehen in Zwillingsstellung mit dem Individuum auf der rechten Seite des Durchschnittes.

Die Achsen wurden bestimmt im Kern an den Individuen 1 und $1'$ an den mit Kreisen bezeichneten Stellen, ferner im Bereich der Hülle an 1, $1'$ und π an den mit schwarzen Punkten bezeichneten Stellen. Die Achsenpunkte und die Achsenebenen sind in der danebenstehenden, das Gesichtsfeld von zirka 26° Radius darstellenden Projektion eingetragen.

Im Individuum 1 verschiebt sich Achse und Achsenebene von Kern zur Hülle stark, hier ist also Achse B sichtbar. Im Individuum $1'$ ist die Verschiebung der Achse unmerklich, wohl aber ändert sich merklich die Lage der Achsenebene; dies entspricht der Achse A. Die Periklinlamelle zeigt natürlich ebenfalls A.

Folgendes sind die Resultate der Messung. Als Ausgangspunkt für die Azimute dient die Spur der Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz.

Individuum 1 (Achse *B*)	Kern	Hülle
Achsenebene Azimut	— 88·6°	— 87·8°
Azimut der Achse	+ 38°	+ 75°
Zentraldistanz der Achse	20°	13°.
Individuum 1' (Achse *A*)		
Achsenebene Azimut	— 81·8°	— 84·6°
Azimut der Achse	+ 82°	
Zentraldistanz der Achse	12°	
Individuum 1$^{\pi}$ (Achse *A*)		
Achsenebene Azimut	—	— 79°
Azimut der Achse	—	+ 122°
Zentraldistanz der Achse	—	8·5°.

Aus der Projektion folgt:

AB'	14°	2°
AB_{π}	—	9°

Bei der Deutung kann man ausgehen von der Tatsache, daß die Achsenebene des Hauptindividuums 1 außerhalb der Achsenebenen von 1′ und π liegt, dem ersteren näher. Dies entspricht dem Fall 3 für Doppelzwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz (Fig. 8 *c*).

Die Hülle muß also mehr als $20^1/_2{}^0/_0$ Anorthitgehalt haben. Die Kurven AB' und AB_{π} (Fig. 4) geben $20^1/_2$ und $22^1/_2$, im Mittel $21^1/_2{}^0/_0$ für die Hülle des Plagioklases.

Der Winkel $AB' = 14°$ im Kern kann zunächst 12 oder $27^0/_0$ An bedeuten.

Berücksichtigt man indessen, daß die Achse B_1 sich von der Gruppe der Achsen A' und A_{π} entfernt, wenn man von der Hülle zum Kern übergeht, so erkennt man, daß die richtige Lösung nur $27\,^0/_0$ An sein kann.

Dies wurde auch durch anderweitige Beobachtungen bestätigt, auf die erst später eingegangenen werden kann.

Obzwar die Eintragung der Achsenebenen nicht sehr genau sein kann, wurden doch aus der Projektion zur Kontrolle auch die Winkel zwischen den Achsenebenen abgeleitet und gefunden:

	Winkel der Achsenebenen	Hieraus An nach Fig. 5
für 11′ Kern	14°	$25^0/_0$
11′ Hülle	3°	$21^1/_2{}^0/_0$
1π »	10°	$21^0/_0$

Die Kontrolle führt somit zu sehr ähnlichen Ergebnissen. Die Situation der hier gefundenen Achsenlagen korrespondiert mit der in Fig. I projizierten, wenn die Projektion um die Linie *zz* umgeklappt wird.

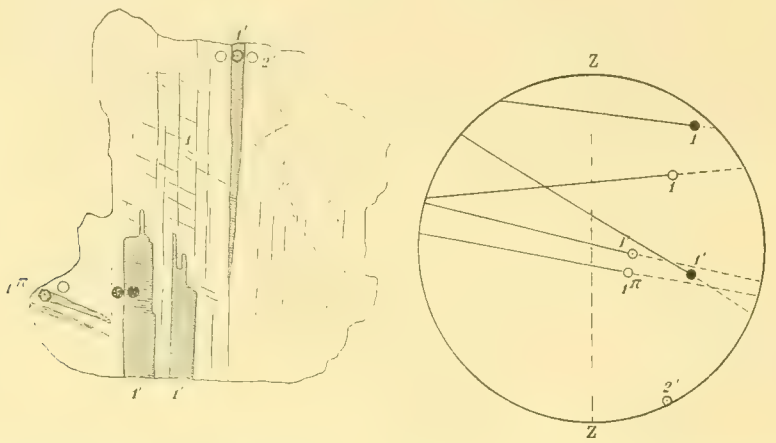
Doppelzwilling von Albit- und Karlsbader Gesetz, verbunden mit Zonenstruktur.

Die umstehende Figur 17 zeigt einen Durchschnitt durch einen zonar gebauten Plagioklas aus dem Granitit von Grasstein.

Man erkennt sofort daß man es mit einem Doppelzwilling nach dem Karlsbader und Albitgesetz zu tun hat.

Die linke Hälfte besteht aus den beiden Individuen 1 und 1′; 1 herrscht vor, 1′ bildet zahlreiche sehr schmale und 3 breitere Lamellen; außerdem sind in die äußerste Zone von 1 noch viele sehr feine und 2 gröbere Lamellen 1^{π} nach dem Periklingesetz eingeschaltet.

Fig. 17.



Andesin mit Oligoklashülle. Doppelzwilling nach Albit und Karlsbader Gesetz; mit Periklin-Zwillingslamellen. Schnitt der Prismenzone mit Achsenaustritt.

Die rechte Hälfte wird durch ein vorherrschendes Individuum eingenommen, in das zahlreiche, aber sehr feine Lamellen nach dem Albitgesetz eingeschaltet sind. Wie sich nachträglich festellen ließ, ist das vorwaltend entwickelte mit 1′ in Zwillingsstellung nach dem Karlsbader Gesetz. An dem Durchschnitt erkennt man deutliche Zonenstruktur; im Individuum 2 sieht man die Spur der y und P angedeutet, in 11′ die Spur von M und P.

Die äußere Zone am oberen Rande zeigt an allen 3 Individuen Achsenaustritt. 1 zeigt sehr starke Unterschiede der Interferenzfarbe. Hier tritt mutmaßlich B aus. In 1′ und 2′ ist die Höhe der Interferenzfarben in Kern und Hülle weniger verschieden, hier darf man Austritt der Achse A vermuten. Die Achsen und Achsenebenen wurden in der äußersten Zone an den mit leeren Ringeln bezeichneten Stellen gemessen. Eine Beobachtung gab 1, 1′ und 2 am oberen Rande, eine zweite die Periklinlamelle 1^{π} und abermals 1. Die beiden Beobachtungen an 1 stimmten sehr gut zusammen.

In Figur 17 sind in der Projektion die Achsenpunkte dieser Stellen durch leere Ringeln bezeichnet.

Die Beobachtungen im Kern sind dadurch erschwert, daß die in 1 sichtbare Achse aus dem Bereich des Gesichtsfeldes wandert, ehe noch der innere Kern erreicht ist. Nur am Rande des Kerns läßt sich 1 beobachten; damit wurde die Beobachtung an nahe gelegener Stelle in einer Lamelle 1′ verbunden. Auch im Kern von 2′ ist die Achse im Bereich des Gesichtsfeldes nicht mehr sichtbar. In Figur 17 sind die Achsenpunkte der Kernpartien durch schwarze Ringel dargestellt.

Aus den Beobachtungen läßt sich nun folgendes schließen:

Aus der Lage der Mittellinien α und γ ist zunächst zu entnehmen, daß der Pol von M zur Rechten liegt. Ferner kann man aus der Situation der Achsen $A'_1A'_2$ und B_1 in der Hülle entnehmen, daß der Anorthitgehalt größer als 21% sein muß; dasselbe ergibt sich aus der Situation von B_1 zu A'_1 und $A_1{}^{\pi}$. Ebenso ist dies zu folgern daraus, daß augenscheinlich $A'B < A^{\pi}B$.

Für die genauere Bestimmung stehen nun folgende Zahlen zur Verfügung, welche den Beobachtungen entnommen werden können:

Äußerste Hülle:

$AB' = 13°$. hieraus $An^0/_0 = 28$
$AB\pi = 16°$ » » $= 26$
$A_1A_2 = 22°$ » » $= 29$
Winkel der Achsenebenen $11' = 25°$ $An^0/_0 = 28$
» » » $11\pi = 23°$ 26
» » » $1'2' = 60°$ (ungenau!) 29.

Rand des Kernes:

$AB' = 22°$ $An^0/_0 = 31$
Winkel der Achsenebenen $11' = 30°$ $An^0/_0 = 29$
» » » $1'2' = 70°$ (ungenau) $An^0/_0 = 33$.

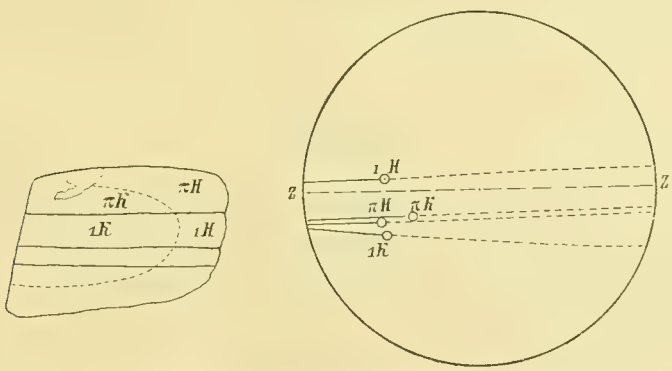
Aus der Gesamtheit der Beobachtungen folgt für die Hülle ein Gehalt von $27^0/_0$, für den Rand des Kernes $31^0/_0$ Anorthitgehalt. Der innerste Kern muß noch einige Prozente Anorthitgehalt mehr haben.

Mit diesen Bestimmungen harmoniert, daß in der Hülle der Charakter der Doppelbrechung nach der Hyperbelkrümmung deutlich negativ ist; im Kern ist der optische Charakter wenig ausgesprochen, $2V$ nicht sehr von 90° verschieden.

Zwilling nach Periklingesetz verbunden mit Zonenstruktur. Amphibolit Floite.

Im Grundgewebe eines Amphibolites aus dem Floitental zeigen die granoblastischen Plagioklase durchwegs inverse Zonenstruktur. Die meisten lassen eine oder mehrere Zwillingslamellen erkennen. In einem der Durchschnitte, der in beistehender Fig. 18 skizziert ist, findet man in Kern und Hülle in beiden

Fig. 18.



Oligoklas mit inverser Zonenstruktur. Periklinzwilling.

Lamellensystemen Achsenaustritt. Da die Achsenebenen im Sinne der Zwillingsgrenze verläuft, hat man es mit Periklinzwillingen zu tun.

Wir unterscheiden:

Individuum 1 Kern und 1 Hülle
» π » » π » .

Die Achsenebenen liegen nach Einstellung der Achsenbarre in die transversale Normalstellung in folgenden Azimuten gegen die Spur der Zwillingslamelle:

Einstellung auf die Zwillingsgrenze 0-Azimut 98.

Individuum 1 Kern	Einstellung 102°	Azimut + 4°
1 Hülle	96°	— 2°
π Kern	99°	+ 1°
π Hülle	99°	+ 1°

Die Achsen lagen in folgenden Azimuten und Zentraldistanzen:

Individuum 1 Kern	Azimut — 24°	Zentraldistanz $15^1/_2°$
1 Hülle	+ 7°	14°
π Kern	$— 20^1/_2°$	$10^1/_2°$
π Hülle	— 18°	15°

Wie die Eintragung in das Gesichtsfeld lehrt, verschiebt sich die Achse von 1 sehr stark und die Achsenebene ändert gleichfalls stark ihre Lage. Hier tritt somit Achse B aus; in π Achse A. Nach der Orientierung von α und γ liegt M zur rechten Hand des Beobachters.

Nach der Verschiebung der Achsen liegt Kern vor, Hülle hinter dem Minimum AB_π der Periklinzwillinge.

Im Kern beträgt $A_\pi B$ —5°, entsprechend 15% An,
in der Hülle $6^1/_2°$, » $21^1/_2$% An.

Die Verschiebung der Achse B von Individuum 1 beträgt 1_K bis 1_H 8°; nach Fig. 9 sollte sich Achse B verschieben von 15 bis $21^1/_2$% An um 10°; Achse A von Individuum π verschiebt sich von π_K bis π_H um 5°, Kurve Fig. 9 gibt für Achse A für dieses Intervall eine Verschiebung von 5°.

Man beachte auch die Konvergenz der Achsenebenen gegen α, ferner das Fortrücken der Achse A in π von der positiven Mittellinie.

In der Tat verhält sich die Hülle wahrnehmbar negativ nach der Hyperbelkrümmung; der Kern gibt neutrale Reaktion.

Myrmekit.

Eine besondere Beachtung verdienen die eigentümlichen Verwachsungen von Plagioklas und Quarz, welche im allgemeinen unter den Begriff der Implikationsstruktur[1] (Zirkel) fallen, stets an die Oberfläche von Körnern von Kalifeldspat gebunden sind, seltener auch von Sprüngen aus in diesen hineinwuchern und aus warzen- oder halbkugeligen Körnern von saurem Plagioklas bestehen, die von auseinanderlaufenden gekrümmten, bisweilen verästelten Quarzstengeln durchwachsen sind.

Diese Gebilde wurden öfter mit Mikropegmatit zusammengeworfen, mit dem sie das gemeinsam haben, daß die Bestandteile gleichzeitig gebildet wurden. Sederholm[2] hat für die hier gemeinten Gebilde den Namen Myrmekit eingeführt, der hier auch beibehalten werden soll.

---

[1] F. Zirkel: Petrographie, I, 469, Regelmäßig ineinander verschränkte Verwachsung zweier gleichzeitig gebildeter Gemengteile, ...Die Erscheinung besteht darin, daß eine größere Anzahl stengeliger Krystallindividuen eines Minerales sämtlich in untereinander paralleler Orientierung (also krystallonomisch eigentlich nur ein Individuum bildend) ein größeres einheitliches Individuum eines anderen offenbar zu gleicher Zeit entstandenen Minerals durchsetzt, ohne daß aber zwischen beiden eine Gesetzmäßigkeit in Bezug auf die gegenseitige krystallographische Orientierung stattfindet.«

[2] Bull. Comm. Geol. de la Finlande, Nr. 6, 1899.

Michel Lévy dürfte wohl einer der ersten gewesen sein, der diese Bildungen bemerkt hat.

Schon in der Abhandlung: »Structure microscopique des roches acides anciennes«[1] gibt er (Taf. IV, Fig. 1) eine Abbildung des »Granite porphyroide de Vire«, welche die wurmförmigen Fransen in der Umhüllung eines in jüngeren perthitischen Kalifeldspat eingehüllten Plagioklases deutlich zur Anschauung bringt. Die Beschreibung lautet (l. c. p. 201):

»Les débris de feldspath ancien, noyés dans l'orthose récent, sont souvent corrodés et infiltrés sur leur bords, et aux Nicols croisées ces infiltrations, comme guillochées présentent des jeux de coloration très caractéristiques.«

Und bei der Beschreibung des Bildes (p. 229):

»Quelques cristaux en débris présentent des corrosions et des infiltrations vermiculées, à aspect caractéristique«.

In dem französischen Fundamentalwerk unterscheiden Fouqué und Michel Lévy[2] ganz scharf diese Gebilde als »quartz vermiculée« von dem eigentlichen Mikropegmatit, bei welchem die in Feldspat eingewachsenen Quarzstengel gewöhnlich geradlinig begrenzt sind, und beschreiben sie als »formes hieroglyphiques à contoures courbes ou des apparences vermiculaires«.

Als »Quartz vermiculaire« erscheint diese Bildung dann sehr häufig in der französischen petrographischen Literatur.

Wie man aus den Beschreibungen ersieht, faßt M. Lévy diese Gebilde als Ergebnis einer Korrosion des älteren Plagioklases durch das Magma, das den jüngeren Orthoklas produziert.

J. Romberg[3] hat bei der Beschreibung argentinischer Granite die Aufmerksamkeit auf allerhand Quarz- und Feldspatbildungen gelenkt, für die ihm sekundäre Bildungsweise wahrscheinlich dünkte. Hierunter befindet sich unzweifelhaft auch Myrmekit, den er, einem Gebrauche Rosenbusch' folgend granophyrische Verwachsung von Feldspat und Quarz nennt. Er gibt eine Anzahl gute Abbildungen (Taf. IX, Fig. 15, 16, 17, 18). Die Beschreibungen Romberg's heben manche Momente richtig hervor, so das Auftreten der Verwachsungen an den Rändern der Mikroklindurchschnitte. Die Gründe, die er dafür vorbringt, daß diese Gebilde Produkte der Verwitterung seien, sind nicht zwingend. Allerdings folgen den gekerbten Säumen von Myrmekit um Kalifeldspat öfters in etwas verwitterten Graniten trübe Verwitterungszonen. Das rührt aber davon her, daß die Verwitterung auf allen Trennungsfugen zwischen den Gesteinskomponenten angreift. Es gibt Myrmekit in ganz unverwitterten Gesteinen.

Bei der Beschreibung der Tonalite der Rieserferner hatte ich Gelegenheit, mich über diese Gebilde zu äußern, die mir schon viel länger bekannt waren. Ich lernte diese Objekte, die wir jetzt Myrmekit nennen, zuerst kennen beim Studium von Granitgneisen aus dem niederösterreichischen Waldviertel.[4] Ich beschrieb den Myrmekit damals, wie folgt:

»Der Quarz findet sich (in Augengneis zwischen Krems und Stein) auch in sehr schönen pegmatitischen Verwachsungen mit Feldspat, welche an der Ausfüllung der Zwischenräume zwischen den Feldspataugen einen großen Anteil haben. Diese Verwachsungen bestehen aus rundlichen Körnern von Feldspat, welche oft zu mehreren traubig aggregiert sind. Jedes Korn ist von einem System im ganzen radial verlaufender, gebogener und verästelter Quarzstengel durchwachsen.«

Diese Beschreibung ist noch etwas mangelhaft. Es wäre zu ergänzen, daß die rundlichen Feldspatkörner stets aus saurem Plagioklas bestehen, ferner daß die Myrmekitkörner stets an Kalifeldspat gebunden sind, in dessen Rinde sie sich in der Regel einsenken, und daß die Gruppen von Quarzstengeln

---

[1] Bull. Soc. Géol. de France 8e serie, tome III, 1874.

[2] Mineralogie micrographique, 1879, p. 193.

[3] Julius Romberg, Petrographische Untersuchungen an argentinischen Graniten. Neues Jahrb. f. Min., B. Bd. VIII, 1892.

[4] Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermak's Min. u. petr. Mitt. IV, 211, auch 201 und sonst passim (1881).

in der Richtung gegen das Innere des Kalifeldspates divergieren, als ob das ganze Gebilde vom Rande her in den Kalifeldspat hineingewachsen wäre. Ebenso ist die Konvexität der Plagioklaskörner immer dem Kalifeldspat zugekehrt.

Der Beschreibung dieser Gebilde in der Arbeit über den Tonalit der Rieserferner[1] ist nicht mehr viel hinzuzufügen, obwohl ich die Deutung, die ich dort befürwortete, nicht mehr aufrecht erhalten kann. Ich hatte das, was Sederholm später Myrmekit nannte, dort als »Mikropegmatitzapfen« bezeichnet und als letzte magmatische Ausscheidungen aufgefaßt. Ich hatte zwar den Unterschied gegenüber den eigentlichen Mikropegmatit-Bildungen bemerkt, aber beides für Bildungen derselben Art gehalten.

In derselben Weise wurde auch der Myrmekit in den Gesteinen der südkärntnerischen Aufbruchzone von H. Graber[2] aufgefaßt. Die Beobachtung, daß rings von Mikroklin umschlossene Plagioklaskörner einen Saum von Myrmekit aufweisen, was Graber auch abbildete,[3] wurde dahin zu erklären versucht, daß das Plagioklaskorn über oder unter der Schliffebene doch mit dem Rande des Mikroklinkorns zusammenhänge.

Inzwischen hatte K. Futterer[4] vorzügliche Abbildungen dieser Gebilde publiziert und beobachtet daß die schönsten Mikropegmatitzapfen-Myrmekite (er bezeichnet sie als granophyrische Verwachsungen wie J. Romberg) auch von Sprüngen aus in den Feldspat hineinwuchern. Er betont auch ihr reichliches Auftreten im Streckungshof der großen Mikroklinkörner des dynamometamorphen Granitporphyrs.[5] Weniger klar sind die Beschreibungen dieser Gebilde, und die Angabe, daß es sich um granophyrische Verwachsung von zweierlei Feldspat handle, ist entschieden unrichtig.

Futterer sieht in diesen Gebilden die Ausfüllung von Hohlräumen, die bei der Zertrümmerung und Streckung des Gesteins durch Gebirgsdruck entstehen; das halte ich für unrichtig.

Im Jahre 1899 veröffentlichte J. J. Sederholm[6] eine interessante Studie über das Grundgebirge von Finnland. Zweimal kommt er hier auf diese Gebilde zu sprechen, die er mit dem Namen Myrmekit belegt. P. 108 spricht er von Orthoklaskörnchen, die an der gegenseitigen Grenze der Feldspate zum Teil als sie durchziehende Schnürchen auftreten und mit radialstrahlig angeordneten, wurmartig gekrümmten Quarzstengeln (Quartz vermiculaire von Michel Lévy) verwachsen sind. P. 112 gibt er in Figur 62 und 63 gute Abbildungen dieser Verwachsung und schildert das Auftreten der »warzenähnlichen Verwachsungen zwischen Feldspat, ganz vorwiegend Oligoklas, und wurmartig gekrümmten Quarzstengelchen«.

Er unterscheidet diese Gebilde scharf von dem echten Mikropegmatit, von dem sie auch genetisch verschieden sind. Er findet, daß Myrmekit in reichlicher Menge dort auftritt, wo sich Mörtelstruktur (Törnebohm) entwickelt hat. Doch unterscheidet sich diese Mörtelstruktur von derjenigen, welche man in Graniten antrifft, die eine vorwiegend mechanische Metamorphose durchgemacht haben. »Es scheint somit der Myrmekit nur metamorph, und zwar bei solchen Prozessen gebildet zu werden, welche der Kontaktmetamorphose nahe stehen, also bei erhöhter Temperatur und Vorhandensein von reichlichen Lösungsmitteln.«

[1] Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherma'k Min. petr. Mitt., XIII, 411.

[2] H. Graber, Die Aufbruchzone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Südkärnten. Jahrbuch der geol. Reichsanst. *47*. 1897.

[3] L. c. p. 261.

[4] Über Granitporphyr von der Griesscharte in den Zillertaler Alpen. Ein Beitrag zur Kenntnis dynamometamorpher Strukturen. N. J. f. Min., Bd. IX, 1894.

[5] Das Gestein der Griesscharte ist in der Tat eine Apophyse am Westende der großen Zentralgneismasse des Zillertaler Hauptkammes. Dasselbe Gestein tritt im Schlegeistal auf der westlichen Tallehne als Randzone des Tonalitkernes auf. Die Bezeichnung als Granitporphyr ist etwas gesucht. Ohne Schieferung wäre es ein porphyrartiger Granit, aber kaum ein Granitporphyr.

[6] J. J. Sederholm, Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland. Bull. Comm. Géol. de la Finlande, Nr. 6, 1899).

In neuerer Zeit hat sich gelegentlich W Bergt[1] mit dem Myrmekit beschäftigt. Er findet keine Veranlassung, Gebilde in körnigem Gneis, die mit Sederholm's Myrmekit identisch sind, für sekundär zu halten. »Sein den übrigen Gemengteilen durchaus gleichartiges Auftreten läßt ihn als eine dem Mikropegmatit entsprechende ursprüngliche Verwachsungsform erscheinen.« Diese Aussage kann richtig oder unrichtig sein; es kommt auf die Definition dessen an, was man unter ursprünglich verstehen will. Entschieden unrichtig ist es aber, wenn gesagt wird, daß Sederholm die in Rede stehenden Verwachsungen zuerst beschrieben hätte. In der Beschreibung hat Sederholm mindestens 3 bis 4 Vorgänger gehabt.

In letzter Zeit hat Petrascheck[2] dem Myrmekit ein eigenes Kapitel gewidmet gelegentlich der Untersuchung von Gesteinen der Brixener Masse und ihrer Randbildungen.

Er diskutiert eingehend die über Myrmekit aufgestellten Ansichten, stellt die eigenen Beobachtungen zusammen, unter denen insbesondere von Wichtigkeit ist, daß die Myrmekitsäume sich nur dort entwickeln, wo Plagioklas an Kalifeldspat grenzt, und dort ausbleiben, wo Plagioklas oder Kalifeldspat an Quarz grenzen, daß ferner hie und da ein äußerster Saum der Myrmekitrinden (äußerst in der Richtung gegen den Kalifeldspat hin genommen) aus fast reinem Albit besteht, identisch mit den gröberen perthitischen Albitspindeln des Kalifeldspates, und daß dieser Albitsaum frei ist von den Quarzstengeln.

Bezüglich der Bildungsweise des Myrmekits diskutiert er verschiedene Möglichkeiten: Aussonderung eines Gehaltes von Quarz und Plagioklas, der ursprünglich im Kalifeldspat gelöst gewesen sei nach Art einer festen Lösung; Reaktion zwischen Kalifeldspat und Plagioklas; direkte Erstarrung als letzter Magmarest. Keine von diesen Aussichten läßt alle Erscheinungen befriedigend erklären. »Auf jeden Fall aber halten wir den Myrmekit für eine primäre und magmatische Bildung.«

Wir werden dem Myrmekit in den später folgenden Gesteinsbeschreibungen oft begegnen. Als allgemeines Resultat ergibt sich folgendes:

1. Der echte Myrmekit besteht aus halbrunden oder kegelförmigen oder krustenartigen Wucherungen von Plagioklas mit wechselndem, aber meist niedrigem Anorthitgehalt, welche von gekrümmten, bisweilen verästelten Quarzstengeln durchwachsen werden. Die Quarzstengel erweisen sich in der Regel auf größere oder kleinere Strecken als Teile desselben Individuums.

2. Myrmekit findet sich ausschließlich in Zusammenhang mit Kalifeldspat (Mikroklin), und zwar am häufigsten in die Rinde der Mikroklinkörner eingesenkt, bisweilen umsäumt er auch darin eingeschlossene Plagioklase und siedelt sich auch auf Klüften und Sprüngen des Kalifeldspates an.

3. Es besteht kein konstantes Verhältnis zwischen der Größe des Kalifeldspates und der an seinem Rande auftretenden Myrmekitzone. Man kann also den Myrmekit nicht auffassen als eine Ausscheidung von Substanzen, die im Kalifeldspat etwa nach Art einer festen Lösung vorhanden waren. Es kann Myrmekit den Kalifeldspat auch völlig verdrängen.

4. Der Feldspat der Myrmekitkörner hat keine gesetzmäßige Orientierung zum Kalifeldspat, in den er eingesenkt ist, aber er erweist sich häufig als eine Fortwachsung angrenzender Plagioklase. Diese Fortwachsungen scheinen sich selten an den *P*-Flächen des Plagioklases zu entwickeln, häufig dagegen an den Vertikalkanten und an den *y*-, *o*- und *x*-Flächen. Nur wenn Myrmekit als Fortwachsung an orientierten Plagioklaseinschlüssen auftritt, ist er natürlich so wie diese auch parallel zum Wirt orientiert.

---

[1] W. Bergt, Zur Geologie des Coppename- und Niekerietales in Surinam (Holländisch-Guyana). Samml. des Geolog. Reichsmuseums zu Leiden, Serie 11, Bd. II, Heft 2.

[2] W. Petrascheck, Über Gesteine der Brixener Masse und ihrer Randbildungen. Jahrbuch der Geol. Reichsanst. *54* (1904), 47.

5. Der Myrmekitfeldspat grenzt sich gegen den Kalifeldspat stets durch konvexe Flächen ab und die Quarzstengel sind divergent strahlig und ungefähr normal zu dieser Oberfläche gestellt. Hiedurch wird der Eindruck geweckt, als würde der Myrmekit stets einwärts in den Kalifeldspat hineinwachsen. Die Grenzfläche zwischen Kalifeldspat und Myrmekit erscheint in frischen Gesteinen vollkommen scharf, bisweilen etwas gekerbt oder gezähnelt.

6. Die Myrmekitbildung scheint älter zu sein als die Bildung von Muscovit und Epidot aus Plagioklas. Denn man trifft bisweilen Gesteine, in denen die Myrmekitkörner ähnlich wie die Gesteinsplagioklase mit Schüppchen von Kaliglimmer und kleinen Epidotnadeln durchsetzt sind.

Wenn in einem Gestein, dessen Kalifeldspate mit Myrmekit umsäumt sind, sich um die Feldspate Gleitflasern von Muscovit entwickeln, so schneiden diese an den der Schieferung parallelen Flächen der Feldspatkörner den Myrmekit von seiner Unterlage ab. Die Myrmekitkörner bleiben im Feldspatauge sitzen. In den Streckungshöfen können sich die Myrmekitkörner wohl von dem zugehörigen Feldspatauge abtrennen und sich zu mehreren anhäufen.

7. Die Zusammensetzung des Plagioklasgrundes im Myrmekit schwankt, wie es scheint, mit der chemischen Zusammensetzung des Gesteins. Durch Vergleich der Lichtbrechung mit den Quarzstengeln läßt sich die Bestimmung leicht vornehmen.

So fand ich:

In der aplitischen Randfacies des Tonalits der Rieserferner

$$\varepsilon > \gamma' \,.\, \omega > \alpha' \,.\, \omega = \gamma' \,.\, \varepsilon > \alpha'$$

sauren Oligoklas.

Im mikroklinreichen Randgranitit desselben Gesteins

$$\varepsilon > \gamma' \,.\, \omega = \alpha' \,.\, \omega > \gamma' \,.\, \varepsilon > \alpha'$$

basischen Oligoklas.

Im Kerntonalit des Reinwalds

$$\omega < \gamma' \,.\, \varepsilon = \alpha'$$

basischen Andesin.

Hermann Graber fand im Tonalit von Wistra

1. $\varepsilon < \gamma' \,.\, \omega < \alpha' \,.\, \omega < \gamma' \,.\, \varepsilon = \alpha'$

basischen Andesin.

2. $\omega = \alpha' \,.\, \omega < \gamma'$

sauren Andesin.

Im Granitit von Südkärnten

$$\omega > \alpha' \,.\, \omega = \gamma' \,.\, \varepsilon > \alpha'$$

sauren Oligoklas.

Petrascheck fand im Granitit von Mauls

$$\varepsilon > \gamma' \,.\, \omega > \alpha' \,.\, \omega \gtrless \gamma' \,.\, \varepsilon > \alpha'$$

sauren Oligoklas.

Im Pegmatit

(Quarzfrei) nach der Auslöschungsschiefe im Schnitt a —14° fast reinen Albit.

8. Die Quarzmenge im Myrmekit unterliegt Schwankungen, und zwar scheint sie um so größer zu sein, je reicher der Plagioklas des Myrmekits an Anorthitsubstanz ist. (Vergl. die Angaben weiter unten.)

Aus der Zusammenstellung der verfügbaren Daten scheint hervorzugehen, daß die Zusammensetzung des Myrmekits einigermaßen abhängt von der Gesamtzusammensetzung des Gesteins und daß um so anorthitreicherer Plagioklas zur Bildung kommt, je kalkreicher das Gestein.

In der Tonalitarbeit habe ich mich zwar mit einer gewissen Lebhaftigkeit gegen die Annahme einer sekundären Bildung des Myrmekits ausgesprochen, ich kannte aber damals noch nicht die häufigen Fälle, wo Myrmekit mitten in den Kalifeldspaten steckende Plagioklase umsäumt, die doch wohl nicht alle in der Weise erklärt werden können, wie dies Graber unter dem Eindruck meiner Darstellung versucht hat. Diese Fälle sind zu häufig, als daß man den Zusammenhang mit der Rinde des Kalifeldspates über oder unter der Schliffläche suchen dürfte.

Endlich gibt es Fälle, wo ohne Zweifel von Sprüngen aus Myrmekit sich in den Kalifeldspat einfrißt. Ein sehr deutlicher Fall dieser Art ist in Fig. 6, Taf. 1, abgebildet.

Ich muß daher jetzt annehmen, daß der Kalifeldspat früher vorhanden war und der Myrmekit sich in dem schon fertigen Kalifeldspat unter Verdrängung desselben gebildet hat. Insofern hat J. Romberg richtig beobachtet und geschlossen. Als Verwitterungsprodukt möchte ich ihn allerdings nicht bezeichnen.

Auch für ein Erzeugnis der Kataklase, worauf Futterer's Ansicht hinausläuft, kann ich den Myrmekit nicht halten. Denn er spielt bei deutlich kataklastischen Strukturen eine ganz passive Rolle und findet sich namentlich auch in Gesteinen, welche von Kataklase sonst frei sind.

Nicht zu verkennen sind seine Beziehungen zur Krystallisationsschieferung. Mit dieser ist er durchaus verträglich; nur ist hervorzuheben, daß er auch in Gesteinen auftritt, die von Schieferung überhaupt frei sind.

Gesteine mit ganz reinen Erstarrungsstrukturen scheint er zu meiden, wie schon Sederholm für die Rapakiwigesteine hervorhebt. Ich kann angeben, daß ich ihn in Schliffen von Granit von Predazzo vergeblich gesucht habe. Auch in Schliffen des Granits vom Brocken habe ich ihn nicht finden können.

Die Myrmekitbildung ist wohl auf Tiefengesteine und krystallinische Schiefer beschränkt.

In eigentlich vulkanischen Gesteinen dürfte sie kaum vorkommen. In Kontaktgesteinen kann Myrmekit dann vorkommen, wenn sie Kalifeldspat führen.

Mit dem eigentlichen Mikropegmatit, dessen Natur als Eutektikum von Feldspat und Quarz zuerst von Teall auf Grund des Auftretens und der Beschaffenheit befürwortet, in neuerer Zeit von Vogt mit guten Gründen gestützt wird, hat der Myrmekit vieles gemeinsam. Es kann wohl aus der ganzen Beschaffenheit dieser Gebilde mit Recht gefolgert wurden, daß Plagioklas und Quarz sich gleichzeitig gebildet haben. Ein Unterschied liegt darin, daß im Mikropegmatit die Quarzstengel häufig geradlinige Umrisse zeigen, im Myrmekit dagegen gebogene runde Formen die Regel sind.

Mikropegmatit füllt Lücken im Gesteinsgewebe zwischen älteren Gemengteilen, die vom magmatischen Eutektikum eingenommen waren, hat daher keine selbständigen Grenzen; Myrmekit frißt sich in bereits vorhandene Kalifeldspate ein und ist gegen diesen durch konvexe, bisweilen etwas gekerbte oder gezähnelte scharfe Grenzen geschieden.

Wenn man aus diesen Tatsachen einen Schluß ziehen dürfte, so ist es der, daß die Myrmekitbildung sich in einer Phase der Gesteinsbildung zu vollziehen scheint, die sich unmittelbar an die Erstarrung anschließt, also zu einer Zeit, wenn die Temperatur noch der Erstarrungstemperatur nahe steht und noch Lösungsmittel im Gestein vorhanden sind.

Man müßte annehmen, daß Kalifeldspat nicht mehr bestandfähig wird, daß die Lösungsmittel Na, Ca herbeiführen, K fortnehmen, das vielleicht gleichzeitig zur Glimmerbildung verarbeitet wird, deren Spuren man ja vielfach in den Gesteinen antrifft.

Ist dieser Gedankengang richtig, so sollte die Quarzmenge in den Myrmekitkörnern in einem gewissen Verhältnis stehen zu dem Anorthitgehalt des Myrmekitkornes. Beim Austausch von Na für K, würde ja die ganze SiO_2-Menge des Kalifeldspates für die Albitbildung aufgebraucht. Dagegen wird beim Ersatz von K durch Ca ein Teil der Kieselsäure in Freiheit gesetzt und der Myrmekit sollte um so quarzreicher sein, je reicher sein Plagioklas an Anorthitsubstanz ist.

In der Tat sind die äußersten Säume der Myrmekitkörner im Granitit von Grasstein, wie Petrascheck zeigte, quarzfrei. Den entgegengesetzten Fall bilde ich hier in einem Myrmekit ab, der in Granitgneis von Stillup beobachtet wurde. Hier nehmen manche Myrmekitkörner an der inversen Zonenstruktur teil (nicht alle). Der innere Teil besteht aus Oligoklas-Albit ($\gamma' < \omega$), der äußere Saum aus Oligoklas ($\gamma' = \omega$); der Unterschied in der Menge der eingewachsenen Quarzstengel springt in die Augen (Taf. 2, Fig. 21).

In einem anderen Schliff desselben Gesteins besteht das hier deutliche Zwillingsstreifung tragende Plagioklaskorn aus Oligoklas-Albit. Die Zahl der Quarzstengel ist ziemlich gering (Taf. 2, Fig. 20). In Tonalit vom Reinwald bestehen die Myrmekitpartien, welche hier häufig die kleinen Kalifeldspatkörner ganz zu verdrängen scheinen, aus Andesin ($\varepsilon = \alpha'$), ($\omega < \gamma'$). Die Menge der Quarzstengel ist augenscheinlich größer. (Taf. 2, Fig. 22.)

Die Quarzmenge im Myrmekit exakt zu messen ist allerdings schwierig. Doch findet man Stellen, wo die Quarzstengel beiläufig gerade und parallel laufen.

Im Granitgneis von Stillup fand ich an solchen Stellen das Verhältnis der Breite der Quarzstengel zu der Breite der dazwischen liegenden Feldspatpartien wie 1 : 4 oder 1 : 5, bei Myrmekit des Tonalites aus Andesin bestehend, wie 1 : 2 oder $1 : 1^1/_2$.

Diese approximativen Zahlen sind zu einer Ausrechnung des Mengenverhältnisses nicht recht tauglich, da ja der Querschnitt der Quarzstengel zu unregelmäßig ist. Immerhin deuten sie einen nicht unbeträchtlichen Unterschied in dem Sinne an, daß der Myrmekit um so quarzreicher wird, je reicher sein Plagioklas an Anorthitsubstanz.

Die Sache verdient jedenfalls genauer geprüft zu werden und ich behalte mir vor, am Schluß unserer Untersuchungen nochmals auf diese Frage zurückzukommen.

Die hier dargelegte Auffassung des Myrmekits dürfte mit manchen Erscheinungen in Einklang stehen, die darauf hindeuten, daß ein in Erstarrung befindliches granitisches Gestein die Fähigkeit hat, an die Umgebung K abzugeben und im eigenen Gesteinsgewebe K-haltige Minerale entstehen zu lassen. (Biotitbildung in den Kontaktgesteinen, Biotitbildung aus Hornblende, Muscovitbildung im Granit selbst).

Nicht aufgeklärt ist, woher Na und Ca stammen, die dem Kalifeldspat zugeführt werden müssen, um Myrmekit zu erzeugen. Man könnte allenfalls an eine Lösung denken, die die Bestandteile der Plagioklase enthielte.

Anhang.

Beobachtungen über die optische Orientierung bestimmter Plagioklasmischungen.

Im folgenden sind jene Einzelbeobachtungen zusammengestellt, welche bei der Konstruktion der Projektionen bestimmter Plagioklastypen Verwendung fanden, auf denen also die Bestimmungsdiagramme beruhen.

Albit.

Die Bestimmung der Lage der optischen Achsen am Albit von Amelia ergab:[1]

$A \quad \varphi = -49^1/_2°,\ \lambda = +64^3/_4° \qquad B \quad \varphi = -47{\cdot}9°,\ \lambda = 78{\cdot}8°$

[1] F. Becke, Optische Orientierung des Albit von Amelia, Viginia. Tschermaks M. P. Mitt., XIX, 321 (1900).

Die Brechungsexponenten wurden gefunden:

$$\alpha = 1{\cdot}5285 \qquad \gamma - \alpha = 0{\cdot}0102$$
$$\beta = 1{\cdot}5321$$
$$\gamma = 1{\cdot}5387$$

Die Auslöschungsschiefen auf den 3 wichtigsten Schnitten sind (in Klammern stehen die aus der Achsenposition berechneten Werte):

$$M = + 20° \quad (19{\cdot}8)$$
$$P = + 4° \quad (3{\cdot}2)$$
$$a = - 14° \quad (14)$$

Die chemische Zusammensetzung des optisch untersuchten Materials [1] ergab einen Anorthitgehalt von zirka 5%.

Oligoklas-Albit.

Für diesen Typus standen zur Verfügung: meine Bestimmungen an Oligoklas-Albit von Sobot und Wilmington,[2] ferner die von H. Tertsch an einem vorzüglichen Material von Bamle.[3] Die Zusammensetzung der ersten beiden Plagioklase, die schon Max Schuster untersuchte, ist bekannt.[4] Der Plagioklas von Bamle dürfte den Oligoklas-Albiten von Sobot und Wilmington sehr nahe kommen, aber etwas reicher an Anorthitsubstanz sein.

Nimmt man das Mittel der drei Orientierungen, so kann man den mittleren Anorthitgehalt mit 13% annehmen.

	Anorthitgehalt	*A*		*B*	
		φ	λ	φ	λ
Sobot	12·5%	—46·5°	+ 66·5°	+ 47·5°	+ 86·5°
Wilmington . .	13·5%	—45·6°	+ 66·9°	+ 47·9°	+ 85·9°
Bamle	?	—45°	+ 68°	+ 47·1°	+ 83·9°
Mittel .	13%	—45·7°	+ 67·1°	+ 47·5°	+ 85·4°
Abgerundet .		—46°	+ 67°	+ $47\frac{1}{2}$°	+ $85\frac{1}{2}$°.

Von Bestimmungen der Brechungsexponenten liegen vor:

	α	β	γ	$\gamma - \alpha$
Sobot	1·5337	1·5376	1·5429	0·0092
Bamle	1·5346	1·5385	1·5433	0·0087
Mittel .	1·5341	1·5381	1·5431	0·0090

[1] Franz Erben und L. Ceipek, Analyse des Albit von Amelia. M. P. Mitt., XX, 85, (1900).

[2] F. Becke, Optische Orientierung des Oligoklas-Albit. M. P. Mitt., XX, 55 (1900).

[3] H. Tertsch, Optische Orientierung von Feldspaten der Oligoklasgruppe. M. P. Mitt., XXII, 159 (1903).

[4] Analyse des Plagioklas von Sobboth in Steiermark von A. Smita. Min. Mitt. (1877), 265. — Analyse des Plagioklases von Wilmington von Teclu. Ebenda (1871), 55.

Auslöschungsschiefen (in Klammern die aus der Achsenposition abgeleiteten):

	P	*M*	*a*
Sobot	+ 2° 5′ (1°54′)	+ 12°56′ (13°)	—8·5° (8½°)
Wilmington	+ 2° (2½°)	+ 12°18′ (12°)	—7°20′ (7½°)
Bamle	+ 2°18′ (1°43′)	+ 11° (12°16′)	—7°18′ (6°37′)
Mittel der Beobachtung	+ 2° 7′	+ 12° 5′	—7°43
Berechnet aus der mittleren Achsenposition	+ 2°	+ 13°	—8°

Oligoklas.

Von Oligoklas wurden dem verfügbaren Material entsprechend, 2 Typen aufgestellt:

I.

	Anorthitgehalt	*A* φ	*A* λ	*B* φ	*B* λ
Oligoklas von Ytterby [1]	?	—41½°	+ 68°	+ 43°	+ 71½°
Bakersville [2]	22%	—42°	+ 70·4°	+ 45°	+ 68°
Abgerundetes Mittel	20%	—42°	+ 69°	+ 44°	+ 70°

Auslöschungsschiefen (aus der Achsenposition abgeleitete in Klammern):

	P	*M*	*a*
Ytterby	+ (0·9°)	+6·3—8·6° [3] (6½°)	— (—1½)°
Bakersville	+ (1°)	+ 7°30′ [4] (6°32′)°	(+ 0°45′)
Aus der mittleren Achsenposition	+ 1°	+ 6°	—½°

Brechungsindizes:	α	β	γ	γ—α
Bakersville	1·5388	1·5428	1·5463	0·0075

II.

Oligoklas von Twedestrand:

	Anorthitgehalt	Orientierung der Achsen: *A* φ	*A* λ	*B* φ	*B* λ
Becke [5]	—	—40·4°	+ 73·7°	+ 41·0°	+ 60·1°
Tertsch [6]	25%	—39·8°	+ 70·8°	+ 40·9°	+ 59·4°
Mittel abgerundet	25%	—40°	+ 72°	+ 41°	+ 60°

[1] Unveröffentlichte Beobachtung an einem Exemplar der Prager Universitätssammlung. Die chemische Zusammensetzung dürfte merklich weniger als 20% An-Gehalt entsprechen.

[2] H. Tertsch, l. c.

[3] Beobachtung von Max Schuster.

[4] Beobachtung von Offret.

[5] Unveröffentlichte Beobachtung an einem Exemplar der Prager Sammlung.

[6] L. c.

Auslöschungsschiefen:

	M	*P*	*a*
Becke[1] beob.	+ 2·2°	+ 1°	—
Tertsch beob.	+ 2—4½°	+ ½—1°	+ 7°25′
Aus der mittleren Achsenposition . . .	+ 3°	+ 0·7°	+ 7°

Brechungsexponenten:

	α	β	γ	γ—α
Becke[1]	1·541	1·545	1·549	0·008
Tertsch . . .	1·5417	1·5458	1·5490	0·0073

Spezifisches Gewicht des untersuchten Materials:

Becke . . . . . 2·657
Tertsch . . . . . 2·661.

Andesin.

Bis jetzt gibt es noch keine nach zuverlässigen Methoden durchgeführte Orientierung von Andesin an chemisch bestimmtem Material. M. Lévy[2] begnügt sich, die Orientierung von Andesin durch Interpolation zu ermitteln, und Wülfing[3] ist ihm hierin gefolgt. v. Fedorow[4] gibt zwar die Orientierung von Andesinen nach Beobachtungen, aber die Zusammensetzung dieser Andesine ist unbekannt.

Meine Bemühungen, an den von Max Schuster hinterlassenen Materialresten von Andesin aus dem Porphyrit vom Dep. Var, dessen Zusammensetzung (zirka 38 bis 39% An) von Sipöcz bestimmt worden war, die Orientierung zu ermitteln, sind bisher gescheitert. Ich konnte nur einen für die Orientierung allerdings wichtigen Winkel bestimmen, nämlich den Winkel der zwei ungleichen Achsen in einem Albitzwilling *AB′*. Ich fand ihn:

$$AB' = 36°.$$

Dagegen standen mir Dünnschliffe von mehreren ausgezeichneten granitporphyrischen Daciten des Vlegyaszastockes von Nagy-Sebes und Kis-Sebes zur Verfügung, die einen sehr ähnlichen Andesin führen.[5]

Ich stand nun vor der Aufgabe, mit den mir geläufigen Beobachtungen im konvergenten Licht an den zufälligen Schnitten, wie sie der Dünnschliff darbietet, die Orientierung zu bestimmen.

Das Material ist hiezu nicht ungünstig, da reichliche Zwillingsbildung vorhanden ist und die Einsprenglinge des Dacits vom Vlegyaszastock keine sehr auffallende Zonenstruktur besitzen. Nur die äußerste schmale Randzone zeigt die normale Zonenfolge von anorthitreicherer zu anorthitärmerer Mischung, der Kern erscheint viel homogener als die Andesine vom Dep. Var.

---

[1] Unveröffentlichte Beobachtung an einem Exemplar der Prager Sammlung.

[2] Etude sur la détermination des Feldspaths, I. Paris 1894, p. 26, Taf. IV.

[3] Rosenbusch-Wülfing Mikroskopische Physiographie, Bd. I, 2. Hälfte, p. 340, Taf. XVII.

[4] Zeitschr. f. Kryst. *22*.

[5] Vergl. Max Schuster in Tschermak's Min. petr. Mitt., III, p. 181.

Nun ist es in der Tat, wenn eine größere Zahl von Durchschnitten zur Verfügung steht, gar nicht schwer, die Orientierung eines Plagioklases durch konoskopische Beobachtungen mit einem genügenden Grade von Genauigkeit zu ermitteln. Im allgemeinen läßt sich das ja leicht verstehen. Die optische Orientierung eines Krystalls ist bekannt, wenn man ermittelt hat: die Lage der Achsenebene gegen das krystallographische Projektionsbild; hiezu sind offenbar zwei Daten hinreichend: der Winkel, den die Achsenebene mit irgend einer Krystallfläche einschließt, und die Lage der Durchschnittslinie von Achsenebene und Krystallfläche). Ferner die Lage einer der Mittellinien und einer der Achsen in der so bestimmten Achsenebene. Dies sind wieder zwei voneinander unabhängige Daten (statt Mittellinie und Achse könnten auch beide Achsen ihrer Lage nach ermittelt werden). Im ganzen sollten also vier voneinander unabhängige Beobachtungen genügen, um die Orientierung festzulegen. Verfügt man über mehr, so erhielte man eine Kontrolle der Bestimmung.

Beim Andesin liegen die Verhältnisse derart, daß man leicht folgende Beobachtungen anstellen kann.

In den Schnitten von Albitzwillingen senkrecht zu a (senkrecht zu M und P) sieht man in beiden Individuen das Bild der Mittellinie α. Indem man im Mikrokonoskop erst das eine, dann das andere Individuum in die Normalstellung bringt, erhält man mit ziemlich großer Genauigkeit den Winkel, welchen die Achsenebenen beider Individuen miteinander einschließen. Ich fand an verschiedenen Schnitten für diesen Winkel 46·4°. Die Hälfte davon ist dann der Winkel, den die Achsenebenen mit dem Pol der Zwillingsebene — M bilden.

In denselben Durchschnitten kann man mittels Camera lucida und Zeichentisch den Winkel zwischen den beiden Mittellinien α und α' bestimmen. Er wurde in verschiedenen Schnitten gleich 6°, $3^1/_2$°, 6°, 5°, im Mittel gleich 5° gefunden. Hieraus folgt für den Abstand der Medianzone von α $2^1/_2$°. Damit sind zwei Beobachtungen gemacht und zwei Daten gewonnen.

In Schnitten, die senkrecht oder nahe senkrecht zu einer optischen Achse liegen, kann man den Winkel $2V$ bestimmen.[1] Im vorliegenden Falle waren Messungen nicht nötig; in der Diagonalstellung erschien der Achsenbalken so merklich gerade gestreckt, daß mit der Annahme $2V = 90°$ sicher kein großer Fehler verbunden ist. — Dritte Beobachtung.

Trägt man nach den bisherigen Beobachtungen die optischen Achsenebenen, die Mittellinien und die optischen Achsen ein, so fehlt offenbar nur noch eine Beobachtung, um das im Projektionskreis noch schwankende System zu fixieren.

Hiezu sind geeignet Schnitte von Karlsbader Zwillingen, welche in beiden Individuen die Achse A einstellen lassen. Man erhält hiedurch den Winkel, welchen die Achse A mit der durch die Normalen der Prismenflächen gelegten Zonenebene [001] einschließt, und braucht nur die Achsenebene mit den eingetragenen Achsen A, B und Mittellinien α, γ so lange um den Punkt M (010) zu drehen, bis A in den verlangten Abstand kommt. Dieser Winkel A_1A_2 wurde gefunden zu 14°.

Die gewonnene Orientierung kann dann durch andere Beobachtungen geprüft und verbessert werden.

Auf diesem Wege wurde für Andesin nach Beobachtungen an Schliffen von Nagy- und Kis-Sebes die folgende Orientierung der optischen Achsen ermittelt.

Andesin vom Vlegyasazstock.

Orientierung der optischen Achsen:

A		B	
φ	λ	φ	λ
−43°	+ 80°	+ 38·5°	+ 36·5°

[1] Tschermak's Min. petr. Mitt., Bd. 24, H. 1, 2.

Auslöschungsschiefen:

$$P - 1 \cdot 4° \qquad M - 6° \qquad a + 23°$$

An dem jedenfalls sehr nahestehenden Andesin von Dep. Var hat Max Schuster beobachtet: P —1 bis —3·6°, M —4° 30′ bis 8°. Die Auslöschungsschiefe in zufälligen Schnitten sehr nahe senksenkrecht M und P beobachtete ich zu 24°.

Eine weitere Kontrolle bietet der Winkel AB', der sich aus der Achsenorientierung zu 32° bestimmt, während Messungen an geeigneten Schnitten ergeben:

Kis-Sebes $29^1/_2°$, 33°; Nagy-Sebes $32^1/_2°$, 31°, 37°, 33°. Mittel $32^1/_2°$.

Der analoge Winkel zwischen den ungleichen Achsen eines Periklinzwillings bestimmt sich aus der Projektion zu 37°. Dieser Winkel wurde an einem Durchschnitt von Nagy-Sebes gemessen $AB\pi = 37°$.

Endlich kann noch der Winkel herangezogen werden, den die Ebenen der optischen Achsen im Karlsbader Zwilling miteinander einschließen.

Indem man im Schnitt, der die optische Achse A in beiden Individuen austreten läßt, einmal das eine, dann das andere Individuum in Normalstellung bringt (Achsenbalken parallel einem Nicolhauptschnitt) findet man den Winkel gleich 87°. Diese Messung kann nicht sehr genau angestellt werden. Die Projektion ergibt ihn zu 80°.

Die Zusammensetzung der von mir untersuchten Andesite aus dem Vlegyasza-Stock ist nicht bekannt. Das spärliche Material erlaubte auch keine Analyse. Eine ältere Analyse von Karl Hauer[1] scheint an ziemlich unreinem Material ausgeführt zu sein, und überdies ist es fraglich, ob das analysierte mit dem optisch untersuchten identisch sei. Indessen ist es möglich durch Vergleich mit dem von Schuster untersuchten Plagioklas vom Dep. Var, dessen Zusammensetzung bekannt ist, einen ziemlich guten Schluß auf die Mischung der vorliegenden Dacit-Feldspate zu machen.

Es ist beim Plagioklas von

	Anorthitgehalt	AB'
Twedestrand	25%	9°
Nagy-Sebes	?	32°
Dep. Var	39%	36°

Nimmt man eine ziemlich gleichmäßige Änderung des Winkels AB' an, so kommt man für Nagy-Sebes auf 37% Anorthitgehalt. Diese Zusammensetzung soll für den optisch untersuchten Andesit angenommen werden.

Labrador.

Für Labrador gibt es ziemlich gute Bestimmungen von v. Fedorow und M. Lévy. In neuerer Zeit sind nach zwei verschiedenen und genauen Methoden Bestimmungen von Labradoren vorgenommen worden, welche eine erfreuliche Übereinstimmung ergeben.

---

[1] Verhdl. der Geol. R. A., 1867, 13. Feldspat von Nagy Sebes. SiO_2 57·20, Al_2 25·12, CaO 6·96, MgO Sp., NaO_2 7·28, K_2O 1·87, Glv. 1·68. Summe 100·11.

Die Orientierung der optischen Achsen ist:

	A		B	
	φ	λ	φ	λ
nach Wülfing [1]	—56°	+ 76°	+ 35°	+ 15°
Louczizky [2]	—55°30′	+ 77°30′	+ 35°	+ 16°30′
Mittel	—55°45′	+ 76°45′	+ 35°	+ 15°45′.

Auslöschungsschiefen wurden beobachtet von

	M	*P*	*a*
Louczizky	—18°	—6°	+28°

Die Brechungsexponenten hat derselbe gefunden:

α	β	γ	γ—α
1·5553	1·5583	1·5632	0·0079

Von keinem dieser optisch untersuchten Labradore sind Analysen vorhanden. Beide dürften etwas mehr als 50 Molekularprozente Anorthit enthalten.

Wenn man die Beobachtungen der Auslöschungsschiefen im Schnitt senkrecht zu *M* und *P* und auf *M*, *P* an nahestehenden analysierten Labradoren von Max Schuster heranzieht, so läßt sich die Stellung des im Projektionsbild dargestellten Labradors in der Reihe der Plagioklase ziemlich sicher angeben:

	M	*P*	*a*	Anorthitgehalt	Sp. Gew.
Labrador von Ojamo, Schuster	—16°40′	—5°	—		
» » Labrador Schuster	—17°28′	—5°18′	+ 26·5°	51%	2·698
» » » Wülfing u. Louczizky .	—17°15′	—6°	+ 27·7°	?	
» » Kamenoibrod Schuster	—20°3′	—6°48	—	56%	2·700

Aus dieser Zusammenstellung folgt, daß man für die von Wülfing und Louczizky untersuchten Labradore mit großer Wahrscheinlichkeit den Gehalt von 52 Molekularprozent Anorthitgehalt annehmen kann.

Basischer Labrador.

Von Plagioklasmischungen mit einem Gehalt an Anorthitgehalt zwischen 50 und 75% gibt M. Lévy auf Grund der Untersuchungen von Fouqué die Orientierung an. Im Heft 1 wurde die Zusammensetzung durch die Formel $Ab_3\ An_4$ ausgedrückt, später durch $Ab_2\ An_3$, entsprechend 60% Anorthit. Für diese Plagioklasmischung gibt M. Lévy eine Orientierung, welche dadurch bemerkenswert ist, daß Achse A nahe an die Prismenzone heranrückt.

Zahlreiche Beobachtungen, die bei verschiedenen Gelegenheiten im Wiener Institut gemacht wurden, ließen nie eine solche Position der *A*-Achse der basischen Labradore erkennen.

---

[1] Rosenbusch Wülfing. Mikroskopische Physiographie, Bd. 1, 2. Hälfte, p. 340, Taf. XVIII.

[2] Tschermak Min. petr. Mitt., Bd. 24.

Nach der von M. Lévy gegebenen Orientierung sollte in einem Karlsbader Zwilling, der ungefähr in der Richtung der (110) oder (130) getroffen ist, in beiden Zwillingsindividuen die Achse A konoskopisch sichtbar werden. Schnitte ähnlicher Lage findet man nicht selten; sie sind an der grauen Polarisationsfarbe, an der verwaschenen Grenze der Lamellen nach dem Albitgesetz leicht kenntlich.

Die Orientierung M. Lévy's würde für den Winkel der gleichnamigen Achsen A des Karlsbader Zwillings, den ich mit A_1A_2 bezeichne, verlangen

$$A_1A_2 = 4°$$

Ich beobachtete bei solchen Labradoren stets viel größere Winkel. Man kann an solchen Schnitten auch den Winkel messen, den in der Nähe der Achsen A die Achsenebenen der beiden Individuen des Zwillings einschließen.

Es ist wichtig, sich vor Augen zu halten, daß bei basischen Labradoren auch die Achsen B von zwei Individuen 1 und 2′ eines Doppelzwillings nach Albit- und Karlsbader Gesetz sich stark nähern und die Ebenen der optischen Achsen sich kreuzen. Doch läßt sich der letztere Fall schon durch die mehr leistenförmige Beschaffenheit der Durchschnitte sowie dadurch unterscheiden, daß bei B_1B_2' die Symmetrielinie den spitzen Winkel der optischen Achsenebenen teilt, bei A_1A_2 den stumpfen.

Ich gebe hier eine kleine Tabelle von Beobachtungen dieser Art:

	A_1A_2	Winkel der Achsenebenen	Anorthitgehalt
Andesin Kis Sebes	14°	87°	37%
Labrador	15°	118°	52%
Labrador aus Gabbro, Narenta	16·2°	138°	
Labrador aus Basalt, Insel Ustica	$11^1/_2$	144°	
Desgleichen Insel Alboran	12°	135°	
Gabbro von Langenlois	13°	139°	
Bytownit Närödal	28°	164°	75%
Bytownit Hypersthen-Andesit			
Alboran 9	31°	166°	
Alboran 8	30°	171°	
Anorthit Somma[1]	28°	167°	

Zwischen Alboran und Somma geht der Winkel der optischen Achsenebenen in ihrem Kreuzungspunkt in der Nähe von A durch 180° durch, das heißt es gibt einen Plagioklas, bei dem die Ebene der optischen Achsen auf der Prismenzone senkrecht steht, beziehentlich durch die Vertikalachse geht.

An dem Gabbro aus dem Narentatal in Bosnien, der in manchen Varietäten sehr reich an Feldspat ist, habe ich versucht durch Kombination verschiedener Beobachtungen die Orientierung der optischen Achsen zu ermitteln.

Ich fand außer den beiläufig der Prismenzone angehörenden Schnitten, in denen die Achsen A sichtbar werden, häufig leistenförmige Schnitte, in denen die Achsen B in den zwei Lamellen 1 und 2′ eines Doppelzwillings sichtbar wurden.

[1] Aus der Position der Achsen.

Wenn man die Achsenpunkte und Achsenebenen, wie sie sich im Gesichtsfeld darbieten, in eine Projektion einzeichnet, so zeigt sich, daß die Achsenebenen sich mit den Strecken zwischen der Achse und der + Mittellinie γ in einem spitzen Winkel schneiden.

Die Entfernung der optischen Achsen wurde gefunden:

B_1B_2'	Winkel der Achsenebenen
$14^1/_2°$	69·4°
12°	74·5
14°	72°
Mittel: 13·5.	72°

In zwei Schnitten der Prismenzone wurde gefunden

A_1A_2	Winkel der Achsenebenen
$17^1/_2°$	$138^1/_2°$
15°	$137^1/_2°$
Mittel: 16·2°	138°

Die hier mitgeteilten Zahlen entsprechen 4 voneinander unabhängigen Beobachtungen und ergeben eigentlich schon die optische Orientierung.

Es wurden aber zur Kontrolle noch die weiteren Beobachtungen zu Hilfe genommen:

Auslöschungsschiefe im Schnitt $\perp M$, $P=35·2°$. Diese Schnitt zeigen öfter schwach angedeutet eine Zonenstruktur, in den äußeren Schichten geht die Auslöschungsschiefe herunter bis 33° im Mittel.

Auslöschungsschiefe im Schnitt annähernd senkrecht zur Mittellinie $\alpha = 30·6°$.

In einem solchen Schnitt wurde gefunden:

Distanz der Mittellinien α in einem Albitzwilling 25°, Winkel der Achsenebenen zirka 70°.

Aus diesen Beobachtungen leitete ich folgende Position der Achsen ab:

A		*B*	
φ	λ	φ	λ
—56	+76	+23	+8

Aus diesen Achsenpositionen bestimmen sich die zur Konstruktion benützten Größen wie folgt:

$A_1A_2 = 16°$	Winkel der Achsenebenen		142°
$B_1B_2' = 14°$	»	»	72°
$\alpha_1\alpha_1' = 38°$	»	s	60°

Ferner die Auslöschungsschiefen:

P —10°, M —22°, a + 35°, α + 31°, γ gegen M 34°, γ gegen P $37^1/_2°$.

Die Zusammensetzung dieses Plagioklases ist nicht bekannt. Aus den Auslöschungsschiefen auf *M* und *P* würde nach Max Schuster folgen eine Zusammensetzung von zirka 60% Anorthit. Um noch eine fernere unabhängige Angabe zu haben, ermittelte ich mittels der Immersionsmethode den Brechungsexponenten und verglich die gefundenen Werte mit denen nahe gelegener chemisch bekannten Plagioklase.

Ich fand bei Spaltblättchen den größeren Brechungsexponenten γ' bei

	Anorthitgehalt	γ'
Labrador, Kamenoibrod	56%	1·559
» Narenta	?	1·563
Bytownit, Närödal	75%	1·569

Durch Interpolation ergibt sich für den unbekannten Anorthitgehalt von Narenta 63%.

Bytownit.

Für die anorthitreichen Mischungen der Plagioklasreihe stand mir ein kleiner Rest des von G. v. Rath stammenden Materials des Plagioklas von Närödal zur Verfügung, an dem ich schon früher die Position der *B*-Achse bestimmt hatte.[1] Mittels Immersion ließ sich an Spaltblättchen nach *M* auch die Position von *A* ermitteln. Ich teilte im Sommer 1904 die gefundenen Zahlen Herrn E. A. Wülfing mit, und diese Position wurde in Rosenbusch' Mikrosk. Physiographie, I, 2, aufgenommen.

Diese Achsenpositionen sind:

A		*B*	
φ	λ	φ	λ
—56°	+ 64°	+ 12·7°	—1·8°

Die Achse *A* springt hienach merklich aus der von M. Lévy gezeichneten Achsenbahn heraus. Ich habe, durch diese Abweichung veranlaßt, im Herbst 1905 die Bestimmung nochmals wiederholt, erhielt aber ein fast identisches Resultat, so daß ich die Position für gesichert ansehen muß.

Aus der gefundenen Achsenposition ergibt sich:

$$2V_\gamma = 94°.$$

Die wichtigsten Auslöschungsschiefen berechnen sich hienach:

$$P\ -18°, \qquad M\ -31°, \qquad a\ +\ 38°.$$

An meinen Spaltblättchen wurde gemessen:

$$P\ -18°, \qquad M\ -30·6°.$$

---

[1] Bestimmung kalkreicher Plagioklase mittels der Interferenzbilder von Zwillingen. Tschermak's Min. u. petr. Mitt., XIV, 415 (1894).

Max Schuster gibt an:

$$P \; -15°36' \text{ bis } 17°59', \quad M \; -28°40'.$$

Es schien mir wünschenswert auch die Brechungsexponenten zu bestimmen, soweit die Beschaffenheit des Materiales das zuließ.

Zu diesem Zwecke wurden mittels Immersionsmethode an einem Spaltblättchen nach P gemessen

$$\alpha' = 1{\cdot}566, \quad \gamma' = 1{\cdot}570.$$

Ferner wurde in zwei Spaltstückchen nach P und M der Gangunterschied mittels Babinet und die Dicke gemessen.

Der Gangunterschied wurde gefunden:

$$P \quad 0{\cdot}000375 \; mm, \qquad M \quad 0{\cdot}000\,800\,5 \; mm.$$

Die Dicken waren:

$$P \quad 0{\cdot}0835 \; mm, \qquad M \quad 0{\cdot}162 \; mm.$$

Hieraus folgt $\gamma'-\alpha'$

$$\text{für } P \; 0{\cdot}0044, \qquad \text{für } M \; 0{\cdot}00493.$$

Die Winkel zwischen den Flächennormalen und den optischen Achsen sind:

$$PA = 87°, \qquad MA = 34°$$
$$PB = 29°, \qquad MB = 77{\cdot}3°.$$

Hieraus folgt nach der Beziehung:

$$(\gamma-\alpha) \sin PA \sin PB = \gamma'-\alpha',$$

aus den Beobachtungen auf P: $\gamma-\alpha = 0{\cdot}00916$

und aus den Beobachtungen auf M: $\gamma-\alpha = 0{\cdot}00908$.

Der letzteren Beobachtung kommt größeres Gewicht zu, so daß man als Mittel annehmen kann:

$$\gamma-\alpha = 0{\cdot}0091.$$

Außer dieser Beziehung erhält man noch zwei weitere Gleichungen, in denen $\alpha\,\beta\,\gamma$ als Unbekannte auftreten, indem man die auf P gemessenen Größen α' und γ' als Funktionen der Werte $\alpha\,\beta\,\gamma$ und der Richtungscosinus der betreffenden Schwingungsrichtungen mit den durch die Achsenpositionen gegebenen Richtungen der Symmetrieachsen der Indicatrix $\alpha\,\beta\,\gamma$ ansetzten kann. Dies gibt für die Brechungsexponenten $\alpha\,\beta\,\gamma$ drei von einander unabhängige Gleichungen, deren numerische Auflösung unter Weglassung der unsicheren 4. Dezimale lieferte:

$$\alpha = 1{\cdot}564$$
$$\beta = 1{\cdot}569$$
$$\gamma = 1{\cdot}573.$$

Anorthit.

Meine Bestimmung der Achsen von Anorthit[1] hat durch die Messungen von E. A. Wülfing,[2] die nach einer wesentlich verschiedenen Methode ausgeführt wurden, volle Bestätigung erfahren.

Die Achsenpositionen von Anorthit werden somit wie folgt angenommen:

A		*B*	
φ	λ	φ	λ
$-63^1/_4°$	$+ 57{\cdot}9°$	$-2\ 6°$	$-6{\cdot}2°$

Als Brechungsexponenten verwende ich die Zahlen, welche C. Klein[3] angegeben hat:

$$\alpha = 1{\cdot}5756 \qquad \beta = 1{\cdot}5835 \qquad \gamma = 1{\cdot}5885.$$

---

[1] Sitz. Ber. Wiener Akad. 1. Abt. 108. 1899.

[2] Zeitschr. f. Kryst. 36. 1902. 407.

[3] Sitz. Ber. Berliner Akad. 19. 1899. 346.

Tafel I.

Tafel I.

Alle Bilder sind zwischen gekreuzten Nicols aufgenommen.

Fig. 1—6. Kalifeldspat.

Fig. 1. Feingegitterter Mikroklin mit zackig begrenzten perthitischen Spindeln von Albit neben einem großen Plagioklasdurchschnitt. Syenitgneis. Aste bei Böckstein.

Fig. 2. Großes Mikroklinkorn, Schnitt ungefähr parallel (100) mit unregelmäßig flammiger Zwillingsstreifung, welche namentlich längs der sehr unregelmäßig begrenzten perthitischen Albitlamellen sichtbar wird. Granitgneis von Gais bei Bruneck, Antholzer Masse. Vergr. 13. Text S. 29.

Fig. 3. Dasselbe Korn, Nicols in Diagonalstellung. Die Zwillingsstreifung des Mikroklins und der Albitbänder verschwunden. Diese heben sich durch stärkere Doppelbrechung deutlicher ab und zeigen ihre sehr unregelmäßige Begrenzung. Vergr. 13.

Fig. 4. Deutlich gegitterter Mikroklin (Schnitt ungefähr parallel *P*) neben anscheinend ungestreiften (Schnitt eines Karlsbader Zwillings) Aufhofner Steinbruch bei Bruneck. Vergr. 15.

Fig. 5. Grundgewebe des Granitgneises von Gais. Deutlich gegitterter Mikroklindurchschnitt in der Mitte; links unten schräger Mikroklinschnitt mit verwaschenen Lamellengrenzen. Vergr. zirka 35.

Fig. 6. Kalifeldspatschnitt ungefähr parallel *M*. Spaltrisse nach *P*, feine, etwas zackig begrenzte Lamellen von Albit; vom Rande und längs Sprüngen dringt Myrmekit ein. Granitgneis vom Wildlahner Gletscher, Duxer Kern. Vergr. 15.

Fig. 7—12. Plagioklas.

Fig. 7. Schnitt von Albit senkrecht zu *M* und *P*. Man erkennt die scharfe Zwillingsnaht und die unter $86^1/_2°$ damit zusammenstoßenden Spaltrisse nach *P*. Porphyroblast aus Glimmerschiefer, Hochsäge, S vom Pfitschtal. Vergr. 60

Fig. 8. Schnitt senkrecht zu *M* und *P* von Oligoklas-Andesin, körniger Tonalitgneis von Göge. Zillertaler Hauptkamm S vom Thurnerkamp. Außer den feinen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz einige schmale und eine breite Lamelle nach dem Periklingesetz. Der Durchschnitt zeigt Andeutungen von Zonenstruktur durch die Verteilung der feinen Nadeln von Klinozoisit. Vergr. 30.

Fig. 9. Schnitt ungefähr senkrecht zu α. Oligoklas-Andesin mit vorwaltender Periklinstreifung. Aus demselben Gestein.

Fig. 10. Schnitt durch ein großes Plagioklaskorn. Albitzwilling, in beiden Individuen je eine Achse sichtbar, $AB' = 23°$. Man beachte die verwaschene Zeichnung der Albitlamellen. Aus pegmatitischem Gneis von Wielenbach, Randfazies des Antholzer Granitgneises. Vergr. 30.

Fig. 11. Albit, Zwilling nach dem Albitgesetz. Achsenschnitt für AB'. Porphyroblast aus Glimmerschiefer von der Hochsäge = Fig. 7. Vergr. 30.

Fig. 12. Achsenschnitt durch einen Doppelzwilling von Oligoklas-Andesin aus körnigem Tonalitgneis von der »Göge« = Fig. 8 und 9. Siehe Text S. 32.

Fig. 1

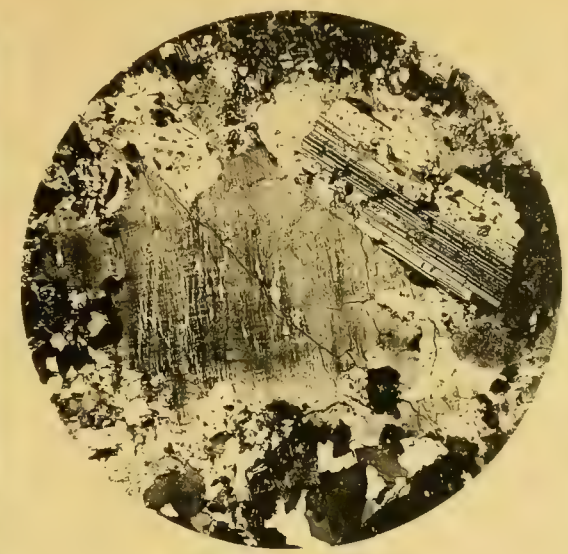


Fig. 2

Fig. 3

Fig. 4

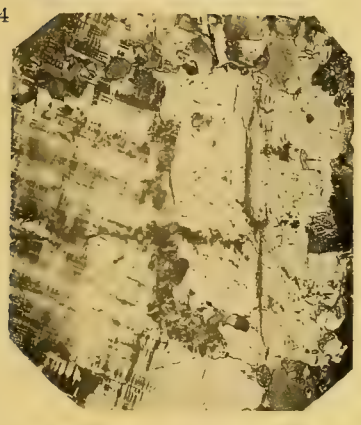


Fig. 5

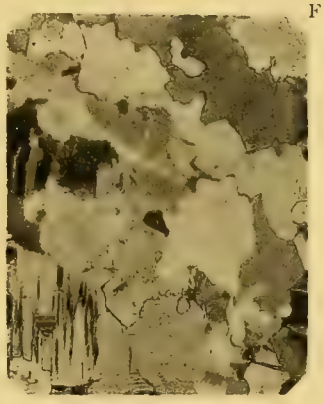


Fig. 6

Fig. 7

Fig. 8

Fig. 9

Fig. 10

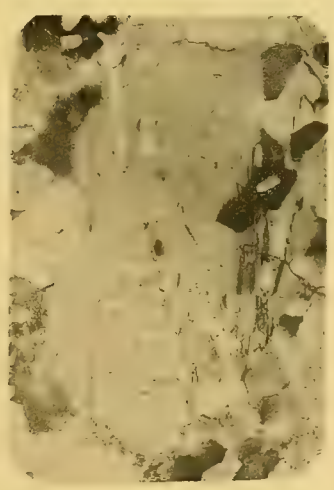


Fig. 11

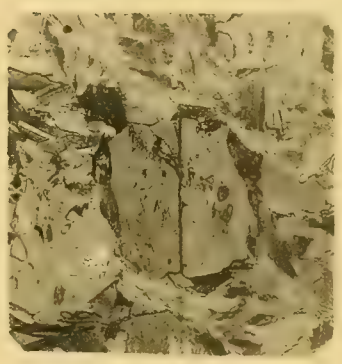


Fig. 12

Kunstanstalt Max Jaffé, Wien.

Tafel II.

Tafel II.

Fig. 13—17 Inverse Zonenstruktur der Plagioklase.

Fig. 13. Porphyroblast von Albit mit Hülle von Oligoklas-Albit; Grünschiefer, Bärental bei Steinhaus. Vergr. 30.

Fig. 14. Porphyroblast von Albit mit ausgespitzten Fortwachsungen von Oligoklas-Albit. Schnitt durch einen Albitzwilling $\perp \gamma$ des linken Individuums. Dieses hat Auslöschungsschiefe $+ 17°$, die zipfelförmigen Fortwachsungen $+ 6{\cdot}5°$ Aus Glimmerschiefer, Lappacher Joch. Vergr. 30.

Fig. 15. Plagioklas im Grundgewebe von Diorit-Amphibolit, Groß-Trog S vom Mösele; basische Ausscheidung im Tonalitgneis. Inverse Zonenstruktur, Zwillingslamellen. Vergr. 100.

Fig. 16. Porphyroblast von Albit mit Hülle von Oligoklas-Albit, Albitzwilling-Schnitt AB'. Linke Hälfte zeigt starke Unterschiede in der Interferenzfarbe, hier tritt B aus; die rechte Hälfte zeigt kaum merkliche Abschattierung von Kern und Hülle. Grünschiefer Bärental bei Steinhaus. Vergr. 30.

Fig. 17. Grundgewebe von schiefrigem Tonalitgneis, Roßrucken, Berliner Hütte. Die granoblastischen Plagioklase zeigen durchwegs inverse Zonenstruktur. Vergr. 40.

Fig. 18—19. Schachbrett-Albit.

Fig. 18. Typische Entwicklung von Schachbrett-Albit in stark kataklastischem Granitgneis vom Kellerjoch. Am oberen Rand des Feldspatkornes zeigt sich die Anwachszone von Albit, in welcher die Schachbrettstruktur einer feinen gestreckten Zwillingslamellierung Platz macht.

Fig. 19. Körner von Schachbrett-Albit mit Anwachszone im Sericit-Quarzit von Schönberg.

Fig. 20—22. Myrmekit (vergl. auch Taf. I, Fig 6).

Fig. 20. Myrmekit am Rande eines dunkel gestellten Kalifeldspates. Man erkennt Zwillingstreifung im Feldspat, der sich konvex und scharf gegen den Kalifeldspat abgrenzt. Diese Quarzstengel laufen deutlich auseinander in der Richtung gegen den Kalifeldspat. Nach der Lichtbrechung ($\omega = \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$) liegt saurer Oligoklas vor. Aus Granitgneis, Vinzenzhütte, Stillup. Vergr. 30.

Fig. 21. Myrmekit am Saum eines fast auf dunkel gestellten Kalifeldspates. Der Plagioklas zeigt inverse Zonenstruktur. Der innere Teil mit spärlichen Quarzstengeln ist nach der Lichtbrechung ($\omega > \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$) Oligoklas-Albit: der äußere Saum, der auf dunkel eingestellt ist und zahlreichere Quarzstengel enthält, ist Oligoklas ($\omega = \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$). Granitgneis, Stillup. Vergr. 30.

Fig. 22. Myrmekit in Kerntonalit vom Reinwald Rieserferner. Der früher wohl auch hier vorhandene Kalifeldspat ist ganz verdrängt. Der Feldspat ist Andesin ($\omega < \gamma'$, $\varepsilon = \alpha'$), rechts ein senkrecht zur Achse getroffener Apatit. Verg. 30.

Fig. 13

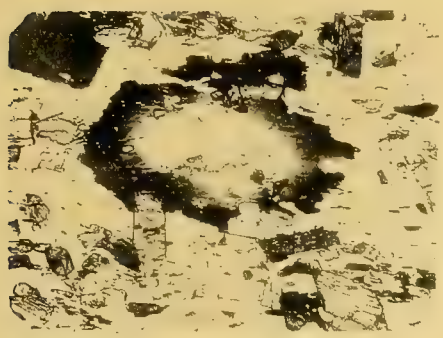


Fig. 14

Fig. 15

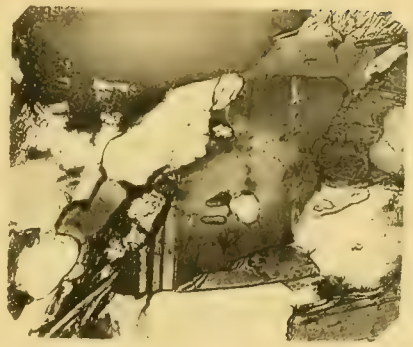


Fig. 16

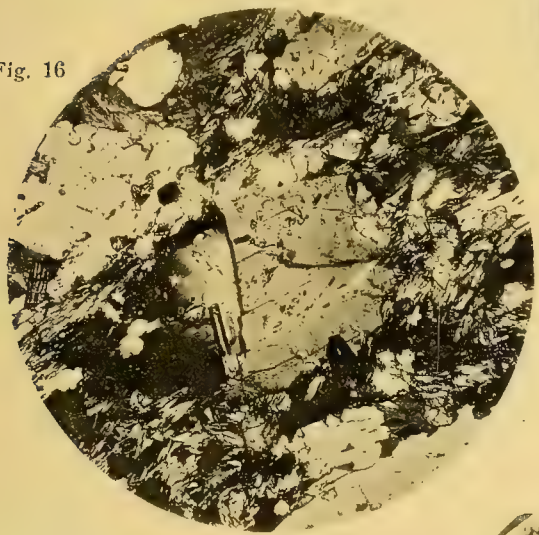


Fig. 17

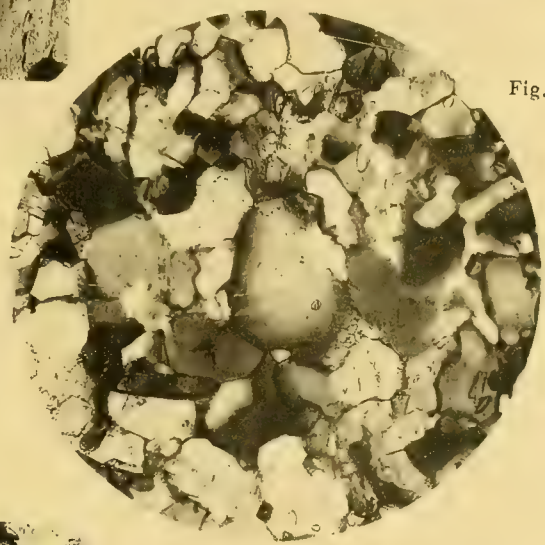
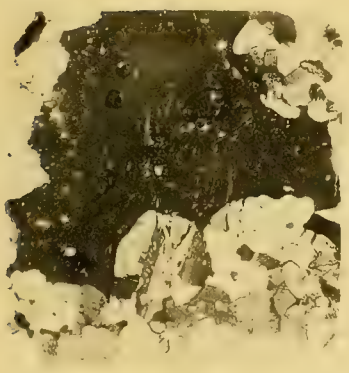


Fig. 19

Fig. 20



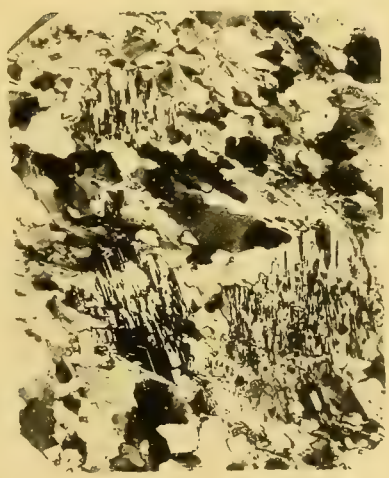
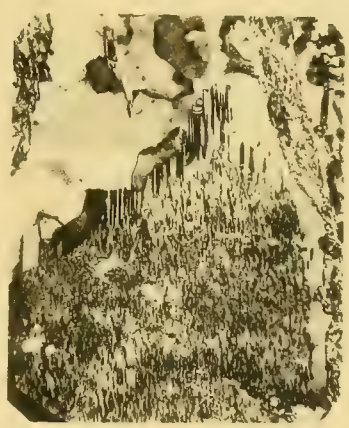


Fig. 18



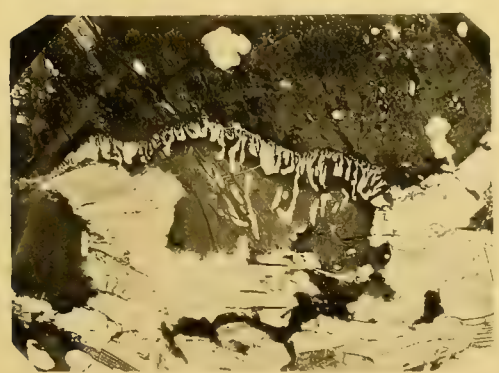


Fig. 21

Fig. 22

Kunstanstalt Max Jaffé, Wien.

IV. CHEMISCHE ANALYSEN

VON

KRYSTALLINEN GESTEINEN AUS DER ZENTRAL-KETTE DER OSTALPEN

VON

F. BECKE

W. M.

Mit 17 Textfiguren

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 11. JULI 1912

Einleitung.

Während der durch viele Jahre fortgesetzten petrographischen Studien an den krystallinen Gesteinen der Ostalpen hat sich eine große Zahl von Gesteinsanalysen angesammelt; obzwar diese Studien noch nicht völlig abgeschlossen sind, schien es doch zweckmäßig, dieses reiche Tatsachenmaterial nicht länger zurückzuhalten; manche Arbeit wird durch diese Publikation erspart, andere durch die Darbietung von Vergleichszahlen gefördert, dem Fortschritt der Erkenntnis genützt werden.

Ich habe mich daher entschlossen, diese Gesteinsanalysen im Zusammenhang zu veröffentlichen. Zum Verständnis war es notwendig, einige orientierende Worte über das Auftreten der analysierten Gesteine vorauszuschicken; ferner werden gleichzeitig mit der Analyse einige allgemeine Resultate der Untersuchung mit veröffentlicht, während die genaueren Angaben über die Einzelheiten später nachfolgen werden. Insbesondere die Dichtebestimmungen, ferner die Angaben über den Feldspatgehalt werden hier in ihren zahlenmäßigen Resultaten mitgeteilt.

Die Analysen sind zum größten Teil im Laboratorium E. Ludwig nach den dort üblichen Methoden durchgeführt worden. Es sei mir gestattet, dem Vorstand dieses Laboratoriums den herzlichsten Dank dafür auszudrücken, daß er durch viele Jahre hindurch die Ausführung dieser Arbeiten unter seiner fortwährenden Kontrolle ermöglichte; ferner den Herren, die unter dieser bewährten Leitung die Analysen ausführten. Sie sind bei den einzelnen Analysen genannt.

Eine kleinere Anzahl wurde im mineralogisch-petrographischen Institut der Wiener Universität, eine fernere Anzahl im Laboratorium der landwirtschaftlichen Hochschule in Tetschen-Liebwerd von Herrn Pfohl, endlich einige von Herrn Prof. Max Dittrich in dessen Laboratorium in Heidelberg ausgeführt.

Die Ausführung dieser Analysen wurde von der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien durch Subventionen unterstützt, die in den Jahren 1894 bis 1899, dann wieder 1908 aus der Zepharovich-Stiftung gewährt wurden. Für diese Förderung der Arbeit sei hier der ergebenste Dank ausgesprochen.

Die Analysen sind in erster Linie nach geologischen Gesichtspunkten geordnet. Die Untersuchungen haben zu der Überzeugung geführt, daß zunächst eine große Zahl von Gesteinen vorhanden sind, die zu den Intrusivgesteinen gehören.

Manche tragen die Struktur der Erstarrungsgesteine unverkennbar zur Schau. Das gilt vor allem für die Gesteine des periadriatischen Bogens. Die Gesteine der Rieserferner Gruppe mit ihren Begleitern von salischen Tonalitporphyriten, Apliten und lamprophyrischen Ganggesteinen sind da in erster Linie zu nennen. Sehr nahe verwandt mit ihnen sind die Gesteine der Ulten- und Iffinger Masse und deren gangförmige Begleiter. Diese Gesteine haben in ihrer Umgebung stellenweise deutliche, an anderen Stellen kaum nachweisbare Kontaktmetamorphose hervorgerufen, letzteres vor allem dort, wo sie in altkrystallinen Glimmerschiefern und Schiefergneisen stecken, deren Mineralbestand eine auffallende Kontaktmetamorphose kaum zuläßt.

Alle diese Gesteine sind hier unter I. Tonalitgesteine zusammengefaßt. Da chemische Analysen typischer Tonalite keineswegs häufig sind, wird die Mitteilung dieser Analysen nicht unwillkommen sein. Sie sind geeignet, den Gesteinsbegriff Tonalit schärfer zu charakterisieren, als bisher möglich war.

Eine zweite Gruppe von Analysen betrifft jene gewaltigen Gesteinskörper der hohen Tauern, die bereits von den Aufnahmsgeologen der geologischen Reichsanstalt in der Mitte des XIX. Jahrhunderts namentlich von Peters und Stur als etwas Eigenartiges erkannt, auf der geologischen Karte Österreich-Ungarns von Hauer mit einer besonderen Ausscheidung versehen und Zentralgneis genannt wurden.

Die Mannigfaltigkeit dieser Gesteine ist sehr groß, größer als die der Tonalitgesteine; einerseits reichen sie mit ihren glimmerarmen Abarten, die nicht nur als aplitische Adern sondern in großen Massen auftreten, weiter gegen das salische Ende der Reihen; anderseits sind sie von dunklen, basischen Differentiationszonen begleitet, die ebenfalls weite Strecken des Gebirges zusammensetzen. Hier tritt oft ein auffallender und rascher Wechsel von hellen und dunklen Abarten auf, der sich in einer scharfen Bänderstruktur ausprägt.

Aplitische Durchaderung, Auftreten rundlicher, bei starker Ausbildung der Parallelstruktur oft dünn linsen- oder lagenförmig ausgezogener basischer Ausscheidungen sind häufige Erscheinungen. Selten sind basische lamprophyrische Gänge.

In allen diesen Gesteinen hat eine tiefgreifende Metamorphose die Erstarrungsstruktur meist völlig verwischt und in der Regel trifft man — nicht nur am Rand der Massen sondern bis tief ins Innerste hinein — eine prachtvoll ausgebildete Krystallisationsschieferung. Dabei sind Biotit, Epidot, albitreiche Plagioklase typomorphe, gleichberechtigte Gemengteile. Anorthitreiche Plagioklase haben sich nur höchst ausnahmsweise erhalten. Ausscheidung von zarten Epidotnädelchen und Muscovitschüppchen in der Masse der Plagioklaskrystalle ist eine stets zu beobachtende Erscheinung.

Während die Trennung und Unterscheidung der Tonalitgesteine von dem durch sie intrudierten Nebengestein überall leicht möglich ist, hat man im Gebiet der Zentralgneisse oft Mühe, die Grenze zwischen dem Intrusivgestein und seiner Hülle festzulegen. In den eben erwähnten Stellen starker Differenzierung stellen sich des öfteren Gesteine ein, die nach ihrem Mineralbestand kaum etwas anderes sein können als metamorphe Sedimente; und in der Natur die Grenze zu ziehen zwischen aplitisch geadertem Schiefer und in basische und aplitische Lagen differenziertem metamorphen Intrusivgestein, ist manchmal nicht möglich.

Auch die petrographische Untersuchung gibt in Folge der tiefgreifenden Metamorphose häufig kein ganz zweifelfreies Resultat. Diese Fragen werden später eingehend zu behandeln sein. Hier wird nur im allgemeinen darauf hingewiesen.

In weiten Bezirken treten zu der Metamorphose, bei welcher Biotit, Epidot und albitreiche Plagioklase bis gegen 20—25% An im Gleichgewicht sich bildeten, noch fernere Umwandlungen hinzu. Diese sind begleitet von Mineralbildungen wie Sericit, Chlorit, Albit; sie weisen auf Entstehung bei niederer Temperatur in höherem Niveau hin und sind meist von ausgiebiger Kataklase begleitet. Als allgemeine Regel

scheint sich herauszustellen, daß diese Art von Umwandlung an der Nordgrenze des Zentralgneisgebietes kräftiger einsetzt als an der Südgrenze, obzwar derartige Spuren auch dort nicht fehlen.

Wie aus der neueren geologischen Literatur bekannt, werden der Zentralgneis und seine Schieferhülle als »Lepontinisch« den anderen Gebirgsteilen gegenübergestellt. Wo das Lepontinische an seine Nachbarschaft angrenzt, sind überall höchst verwickelte tektonische Lagerungsstörungen zu finden, und überall, wo diese Grenzen genauer studiert wurden, finden sich Spuren oder weit ausgedehnte Vorkommnisse von mesozoischen Ablagerungen.

In eine dritte Gruppe sind Intrusivgesteine zusammengefaßt, welche außerhalb des Zentralgneises und seiner Schieferhülle in den umgebenden krystallinen Schiefern stecken. Sie bilden stellenweise gleichfalls große Massive, die sich über viele Quadratkilometer ausdehnen (wie die Antholzer Granitgneismasse) oder auch kleinere Lager, wie zum Beispiel die Gesteine des Söldnerkogels, von Winterstall u. a. in der Ötztaler Masse. Die Mannigfaltigkeit der Gesteine ist nicht so groß wie in den Zentralgneiskernen, wenigstens so weit die Kenntnisse bis jetzt reichen. Diese Gesteine haben chemisch meist granitischen Charakter. Erhaltene Erstarrungsstruktur ist selten und höchstens undeutlich zu erkennen. Meist tritt zu der ursprünglichen Krystallisationsschieferung noch weiter Kataklase hinzu; die während dieser erzeugten Mineralneubildungen sind jene der oberen Tiefenstufe. In manchen Fällen kommt es zu ausgeprägter rückschreitender Metamorphose. Man erkennt, daß die ursprünglichen Gneisgemengteile unter Umstände geraten, in denen sie nicht mehr bestandfähig waren. Sie vermochten dem mechänischen Angriff nicht mehr durch Umkrystallisieren sich anzupassen. Sie wurden häufig verdrückt, verbogen, zerknittert, unter teilweiser Neubildung von feinschuppigem Sericit, auch Chlorit; kurz sie zeigen jene Erscheinungen, die in ihrer Vollendung zu »Diaphthoriten« führen, in ihren Anfängen aber allenthalben in ihnen verbreitet sind.

Während die Zentralgneise die letzten in ihnen wirksamen gebirgbildenden Einwirkungen als petrographisch lebendige Gesteinskörper durchmachten, haben die Gesteine, die wir hier in der Gruppe III zusammenstellen, die letzten mechanischen Pressungen und Bewegungen als petrographisch tote Körper erlitten.

Diese Art von Intrusivgesteinen wurde genauer untersucht an den Gesteinen der Antholzer Granitgneismasse, an der Tschigatmasse und im Gebiet von St. Leonhard in Passeier, ferner von mehreren Vorkommen im Ötztal, endlich vom Kellerjoch bei Schwaz. Es ist nicht zu zweifeln, daß die Granitgneise der Schladminger Masse und vom Bösensteingebiet demselben Typus angehören. Genau dasselbe Bild bieten die Augengneise und verwandte Gesteine im Vintschgau, die kürzlich von Hammer und John studiert wurden. Derselbe Typus findet sich ferner in der Silvrettagruppe nach den Untersuchungen von v. Foullon über die Gesteine des Arlbergtunnels.

Das Nebengestein aller dieser Intrusivkörper zeigt bei weitem nicht die Mannigfaltigkeit und reiche Gliederung der Schieferhülle des Zentralgneises. Schiefergneise, Glimmerschiefer manchmal mit Granat, manchmal mit Granat und Disthen oder Granat und Staurolith, manchmal in stark daphthoritischem und dann sehr phyllitähnlichem Zustand bilden die gewöhnliche Begleitung. Daß unter solchen Verhältnissen deutliche Kontaktwirkungen schwer nachweisbar sind, liegt auf der Hand. Vielversprechend scheinen da die von Ohnesorge beschriebenen Verhältnisse am Nordrand der Ötztaler Masse zu sein, wo Andalusit, Cordierit im Zusammenhang mit Gneisen dieser Art bekannt sind.

Eine sehr scharf charakterisierte Gruppe bilden die basischen Gesteine, die als Lager in der Schieferhülle der Tauernzentralgneise auftreten (Grünschiefer), anderseits größere Lagermassen in den Schiefergneisen des Ötztales bilden (Eklogite und Amphibolite); sie sind im Abschnitt IV zusammengestellt.

Hierauf folgen endlich in Abschnitt V die untersuchten Schiefergneise, Glimmerschiefer, überhaupt die mit Wahrscheinlichkeit auf sedimentären Ursprung zurückzuführenden krystallinen Schiefer. Sie sind in der Reihenfolge angeführt, daß auf die Schiefergesteine aus dem Gebiet der »altkrystallinen« Gebirgsanteile jene aus der Schieferhülle des Zentralgneises folgen.

I. Tonalitgesteine.

1. Tonalitaplit. Burgkofel bei Taufers. Handstück im mineralog. petrogr. Institut der deutschen Universität Prag. Gesammelt von F. Becke 1892. Inv. Nr. 38. Petrographische Untersuchung: F. Becke, TMPM, *13*, p. 384 u. ff., 1893.

Analyse ausgeführt von R. Pfohl, Tetschen-Liebwerd 1894.

Spezifisches Gewicht 2·626 (Becke).

2. Tonalit. (Quarzglimmerdiorit) Zinsnock. Gesammelt 1892 von F. Becke. Handstück im mineral. petrogr, Institut der deutschen Universität Prag. Inv. Nr. 39, Petrographische Beschreibung: F. Becke, TMPM, *13*, p. 383 u. ff. 1893.

Analyse ausgeführt von R. Pfohl, Tetschen-Liebwerd 1894.

Spezifisches Gewicht 2·688 (Becke).

3. Tonalit, Normaltonalit. Taufers, Reinwald, von den Schutthalden am linken Ufer des Reinbachs oberhalb der Tobelbrücke. Handstück im mineral.-petrogr. Institut der deutschen Universität Prag. Gesammelt von F. Becke 1892 Nr. 28. Petrographische Beschreibung: F. Becke, TMPM. *13*, p. 382 ff. 1893.

Analyse ausgeführt im Kaboratorium E. Ludwig von Th. Panzer.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·0113 *g* Substanz gaben SiO_2 0·6204 *g*, TiO_2 minimale Spur, Fe_2O_3 0·0722 *g*, Al_2O_3 0·1844 *g*, Mn Spur, CaO 0·0642 *g*, $Mg_2P_2O_7$ 0·0756 *g*.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0420 *g* Substanz gaben Chloralkalien 0·0666 *g*, K_2PtCl_6 0·0967 *g*, entsprechend KCl 0·0297 *g*. NaCl 0·0369 *g* oder K_2O 0·0188 *g*, Na_2O 0·0196 *g*

III. Aufschließung mit Flußsäure im Rohr: 0·5576 *g* Substanz verbrauchten 4·5 cm^3 Chamäleon (1 $cm^3 = 0·005731$ *g* FeO) entsprechend 0·0258 *g* FeO.

IV. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali im Schiffchen: 1·0037 *g* gaben 0·0141 *g* Wasser.

Spezifisches Gewicht 2·790 (Becke).

4. Dioritische Schliere im Tonalit, Reinwald, Blockhalden am linken Ufer des Reinbaches bei Taufers. Gesammelt von F. Becke 1892. Handstück im mineral.-petrogr. Institut der deutschen Universität Prag Nr. 32. Petrographische Untersuchung: F. Becke, TMPM. *13*, p. 382 u. ff., 1893.

Analyse ausgeführt von R. Pfohl, Tetschen-Liebwerd 1894.

Spezifisches Gewicht 2·917 (Becke).

5. Tonalitporphyrit. Gang im Schiefergneis. Abstieg von der Brugger Alpe nördlich vom Sambock nach dem Mühlwalder Tal. Gesammelt von F. Becke 1898. Handstück im mineral.-petrogr. Institut der Universität Wien, Nr. 738.

Das Gestein ist ähnlich dem Tonalitporphyrit vom Gelttalferner, beschrieben von F. Becke, TMPM. *13*, 1893.

Analyse ausgeführt im Laboratorium von E. Ludwig von E. Zdarek.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·0670 *g* Substanz gab 0·0097 *g* H_2O.

II. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·9955 *g* gaben 0·7194 *g* SiO_2, 0·0002 *g* TiO_2, 0·0280 *g* Fe_2O_3, 0·1513 *g* Al_2O_3, minimale Spur MnO, 0·0240 *g* CaO, 0·0170 *g* $M_2P_2O_7$, das ist 0·0061 *g* MgO.

III. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9972 *g* gaben 0·0980 *g* Chloride, 0·1363 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0418 *g* KCl, 0·0562 *g* NaCl oder 0·0264 *g* K_2O, 0·0298 *g* Na_2O.

IV. Eisenoxydulbestimmung: 0·4987 *g* verbrauchten 1·25 cm^3 Chamäleon (1 $cm^3 = 0·00665$ *g* FeO) = 0·00831 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·711 (Becke).

6. Kersantit. Abendweide, Kamm zwischen Antholzertal und Wielenbachtal. Gänge, welche beiläufig NNO streichen und sowohl den dortigen Kalkschiefer als die Pegmatiteinlagerungeen durchsetzen. Südlich von dem Lagergang des Zinsnock. Die Lokalität ist in dem Kartenblatt Bruneck, aufgenommen von F. Teller, angegeben. Handstück gesammelt von F. Becke 1894. Petrographische Untersuchung eines ähnlichen Gesteins: F. Becke, TMPM. *13*, p. 442.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·5850 *g* gaben 0·7079 *g* SiO_2, 0·0003 *g* TiO_2, 0·2377 *g* Fe_2O_3, 0·2352 *g* Al_2O_3, 0·1090 *g* CaO, Spur MnO, 0·3142 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·1138 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·2288 *g* gaben 0·1015 *g* Chloride, 0·1083 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0331 *g* KCl, 0·0684 *g* NaCl oder 0·0208 *g* K_2O, 0·0363 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 1·0496 *g* verbrauchten 14·9 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·006686 *g* FeO) entsprechend 0·1026 *g* FeO.

IV. Wasserbestimmung: 1·1090 *g* gaben 0·0400 *g* H_2O.

V. Kohlensäurebestimmung: 1·1167 *g* gaben 0·0421 *g* CO_2.

Spezifisches Gewicht 3·222.

7. Quarzglimmerdiorit. Gaul bei Lana, Ultenmassiv. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums Zürich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben 1896.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·0813 *g* gaben 0·0032 *g* TiO_2, 0·0460 *g* Fe_2O_3, 0·1682 *g* Al_2O_3, 0·0006 *g* Mn_3O_4, 0·0353 *g* CaO, 0·0411 *g* $Mg_2P_2O_7$; 1·1317 *g* gaben 0·7833 *g* SiO_2.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0006 *g* gaben 0·1243 *g* Alkalichloride und 0·1982 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0606 *g* KCl und 0·0637 *g* NaCl oder 0·0383 *g* K_2O und 0·0338 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5571 *g* verbrauchten 2·35 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·00544 *g* FeO) entsprechend 0·0128 *g* FeO.

IV. Wasserbestimmung: 1·0014 *g* gaben 0·0079 *g* H_2O.

Spezifisches Gewicht 2·679 (Grubenmann).

8. Feinkörnige basische Konkretion im Quarzglimmerdiorit von Gaul bei Lana (An. 7). Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums in Zürich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium von E. Ludwig von F. Erben 1896.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·0172 *g* gaben: 0·6897 *g* SiO_2, 0·0549 *g* Fe_2O_3, 0·1530 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0306 *g* CaO, 0·0334 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·1896 *g* gaben 0·1552 *g* Chloralkalien und 0·2618 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0800 *g* KCl und 0·0752 *g* NaCl oder 0·0506 *g* K_2O und 0·0399 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·6434 *g* verbrauchten 3·25 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·00544 *g* FeO) entsprechend 0·0176 *g* FeO.

IV. Wasserbestimmung: 0·8497 *g* gaben 0·0086 *g* H_2O.

Spezifisches Gewicht 2·71 (Grubenmann).

9. Tonalit, hornblendereich mit Neigung zu Gneisstruktur. Raffeiner Tobel bei Lana (Ultenmasse). Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums in Zürich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·7848 *g* gaben 0·0168 *g* H_2O.

II. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·1476 *g* gaben 0·6429 *g* SiO_2, 0·1132 *g* Fe_2O_3, 0·2075 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0860 *g* CaO, 0·1250 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0450 *g* MgO.

III. Aufschließung mit Flußsäure: 1·1319 *g* gaben 0·0602 *g* Alkalichloride und 0·0636 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0194 *g* KCl und 0·0408 *g* NaCl oder 0·0123 *g* K_2O, 0·0216 *g* Na_2O.

IV. Eisenoxydulbestimmung: 0·5463 *g* verbrauchten 5·4 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·006708 *g* FeO) entsprechend 0·0362 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·829 (F. Erben).

10. Quarzglimmerporphyrit, gangförmig. Ostabhang des Kreuzberges, Lana bei Meran, Ultenmasse. Gesammelt von U. Grubenmann. Petrographische Untersuchung, TMPM. *16*, p. 186, 1897.

Analyse ausgeführt im Laboratorium von E. Ludwig von F. Erben 1898.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·8467 *g* gaben 0·0215 *g* H_2O.

II. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·0710 *g* gaben 0·7623 *g* SiO_2, Spur TiO_2, 0·0418 *g* Fe_2O_3, 0·1400 *g* Al_2O_3 Spur MnO, 0·0172 *g* CaO, 0·0265 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0095 *g* MgO.

III. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0780 *g* gaben 0·1352 *g* Alkalichloride und 0·2345 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0717 *g* KCl und 0·0635 *g* NaCl, oder 0·0453 *g* K_2O und 0·0337 *g* Na_2O.

IV. Eisenoxydulbestimmung: 0·5399 *g* verbrauchten 1·9 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·006708 *g* FeO) entsprechend 0·012745 *g* FeO.

V. Kohlensäurebestimmung: 0·7831 *g* gaben 0·0025 *g* CO_2.

Spezifisches Gewicht 2·657 (F. Erben).

11. Tonalitporphyrit (Töllit, A. Pichler). Gang im Biotitschiefergneis beim Egardbad, in der Töll bei Meran, Steinbruch zirka 250 *m* über der Talsohle. Braunes Salband des Ganges. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstücke im mineralog.-petrogr. Institute des Polytechnikum Zürich, und mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien, Petrographische Untersuchung: U. Grubenmann, TMPM. *16*, p. 189, 1897. Siehe auch A. Pichler. Neues Jahrbuch für Mineralog., 1873, p. 940 und 1875, p. 926. — C. W. C. Fuchs, Die Umgebung von Meran, Ebenda 1875, p. 825. — A. Cathrein, Zur Dünnschliffsammlung der Tiroler Eruptivgesteine, Ebenda 1890, I, p. 73.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von E. Zdarek.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·9907 *g* gaben 0·0152 *g* H_2O.

II. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·9785 *g* gaben 0·5742 *g* SiO_2, 0·0016 *g* TiO_2, 0·0777 *g* Fe_2O_3, 0·1746 *g* Al_2O_3, starke Spur MnO, 0·0590 *g* CaO, 0·0780 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0281 *g* MgO.

III. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9490 *g* gaben 0·0867 *g* Alkalichloride, 0·1572 *g* K_2PtCl_6, entsprechend 0·0483 *g* KCl und 0·0384 *g* NaCl oder 0·0305 *g* K_2O und 0·0203 *g* Na_2O.

IV. Eisenoxydulbestimmung: 0·6131 *g* verbrauchten 4·9 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·006639 *g* FeO) entsprechend 0·03253 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·760 (Zdarek), 2·76 (Grubenmann).

12. Tonalitporphyrit vom selben Gang wie 11, grünlichgraue Varietät der Gangmitte. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstücke, Literatur wie bei Nr. 11. Gestein weniger frisch.

Analyse ausgeführt von E. Zdarek im Laboratorium von E. Ludwig 1899.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·9948 *g* gaben 0·0387 *g* H_2O.

II. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·9968 *g* gaben 0·5858 *g* SiO_2, 0·0005 *g* TiO_2, 0·0770 *g* Fe_2O_3, 0·1798 *g* Al_2O_3, starke Spur von MnO, 0·0603 *g* CaO, 0·0730 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0263 *g* MgO.

III. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9698 *g* gaben 0·0602 *g* Alkalichloride und 0·1207 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0371 *g* KCl und 0·0231 *g* NaCl oder 0·0234 *g* K_2O und 0·0122 *g* Na_2O.

IV. Eisenoxydulbestimmung: 0·5195 *g* verbrauchten 3·9 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·006639 *g* FeO) entsprechend 0·0259 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·78 (Grubenmann).

Bemerkung zu den Analysentabellen.

In den Tabellen sind zuerst die Gewichtsprozente angeführt, sodann die durch Division durch das Molekulargewicht erhaltenen Molekularquotienten, die mit 1000 multipliziert wurden.

Bei Al_2O_3, Fe_2O_3, Na_2O und K_2O wurde durch das halbe Molekulargewicht dividiert, was durch $^1/_2$ Al_2O_3 usw. angedeutet ist. Die Quotienten sind daher proportional den Atomzahlen von Al, Fe, Na, K.

Hierauf sind die Molekularprozente in der Fassung nach Osann gegeben, das heißt, Fe_2O_3 in FeO umgerechnet, Mn mit Fe, Ti mit Si vereinigt.

Es folgen die Osann'schen Verhältniszahlen a, c, f, deren Summe gleich 20 beibehalten wurde.

Bleibt bei der Berechnung von A und C ein Überschuß von Al_2O_3 übrig, so ist dieser unter T aufgeführt. In diesem Falle ist ein zweiter Satz a', c', f' berechnet, wobei T mit A vereinigt wurde.

Ferner sind angegeben die Metallatomprozente nach Rosenbusch, die Gruppen Si, U = Al+Fe+ +Mg, L = Ca+Na+K. Sodann das auf 100 umgerechnete Verhältnis der aus der Analyse berechenbaren Feldspatmengen An, Ab, Or.

Die Bedeutung von a_0, c_0, f_0 wird später eingehend erläutert. Das Verhältnis $a_0 : c_0 : f_0$ ist gleich dem Verhältnis $2a : c : {}^1/_2 f$; $a_0 + c_0 + f_0$ ist gleich 10 gesetzt. Die Zahlen $a'_0\, c'_0\, f'_0$ sind in gleicher Weise aus $a' c' f'$ abgeleitet.

Tabelle

Tonalit-

	Rieserferner						Ulten Masse					
	1 Aplit	2 Zinsnock Grano-diorit	3 Reintal Tonalit	4 Reintal Diorit	5 Brugger Alm Tonalit-porphyrit	6 Abend-weide Kersantit	7 Gaul Grano-diorit	8 Gaul Konkr.	9 Raffeiner Tobel Tonalit	10 Kreuz-berg Q.-Gl.-Porphyrit	11 Töllit Salband	12 Töllit Mitte
Gewichtsprozentische Zusammensetzung.												
SiO_2	74·66	65·34	61·35	72·15	72·26	44·66	69·21	67·81	56·02	71·17	58·68	58·77
TiO_2	Sp	Sp	Sp	1·12	·02	·10	·32	—	—	Sp	·16	·05
Al_2O_3	13·59	16·53	18·24	14·93	15·20	14·84	14·71	15·04	18·08	13·07	17·84	18·04
Fe_2O_3	·08	1·16	2·00	7·07	0·97	4·46	1·69	2·34	2·49	1·29	2·05	2·19
FeO	·68	3·40	4·62	6·10	1·67	9·49	2·30	2·75	6·63	2·36	5·30	4·98
MnO	—	—	Sp	—	Sp	Sp	·04	Sp	Sp	Sp	st. Sp.	st. Sp.
MgO	·24	1·62	2·69	5·93	0·61	7·17	1·37	1·18	3·92	·88	2·87	2·64
CaO	2·47	4·70	6·35	5·62	2·41	6·87	3·26	3·01	7·50	1·61	6·03	6·05
Na_2O	3·32	2·41	1·88	1·74	2·99	2·95	3·38	3·35	1·91	3·13	2·15	1·26
K_2O	3·52	3·23	1·80	3·34	2·65	1·69	3·83	4·26	1·09	4·20	3·22	2·42
H_2O	·36[1]	·67[1]	1·41	·88[1]	·91	3·61	·79	1·01	2·14	2·54	1·53	3·89
CO_2	—	—	—	—	—	3·77	—	—	—	·32	—	—
P_2O_5	1·43	1·54	—	1·58	— [2]	—	— [2]	— [2]	— [2]	— [2]	—	—
	100·35	100·60	100·34	100·46	99·69	99·61	100·90	100·75	99·68	100·57	99·83	100·29
Spez. Gew.	2·626	2·688	2·790	2·917	2·711	3·222	2·679	2·71	2·829	2·657	2·76	2·78
Molekularquotienten × 1000												
SiO_2	1237	1080	1016	864	1196	739	1144	1121	928	1177	971	973
TiO_2	—	—	—	14	—	1	4	—	—	—	2	1
$^1/_2Al_2O_3$	266	324	357	293	298	290	288	295	354	256	349	353
$^1/_2Fe_2O_3$	1	15	25	89	12	56	29	29	32	16	26	27
FeO	9	47	64	85	23	132	24	38	92	33	74	69
MgO	6	40	67	147	15	178	34	29	97	22	71	65
CaO	44	84	113	100	43	123	58	54	134	29	108	108
$^1/_2Na_2O$	107	78	61	56	96	95	109	108	62	101	69	41
$^1/_2K_2O$	75	69	38	71	56	36	81	91	23	89	68	51

[1] Glühverlust.

[2] Spur Li.

I.

gesteine.

	Rieserferner						Ulten Masse					
	1 Aplit	2 Zinsnock	3 Reintal	4 Reinthal Diorit	5 Brugger Alm	6 Abend-weide	7 Gaul	8 Gaul Konkr.	9 Raffeiner Tobel	10 Kreuz-berg	11 Töllit	12 Töllit
Molekularprozentzahlen der Oxyde.												
SiO_2	81·3	72·3	67·2	58·2	79·0	51·5	75·7	74·6	61·7	78·5	65·1	66·4
Al_2O_3	8·7	10·8	11·8	9·7	9·8	10·1	9·5	9·8	11·8	8·5	11·7	12·0
FeO	·7	3·7	5·8	11·5	2·3	13·1	2·5	3·5	8·2	3·3	6·6	6·6
MgO	·4	2·7	4·4	9·7	1·0	12·3	2·2	1·9	6·5	1·4	4·8	4·5
CaO	2·9	5·6	7·5	6·7	2·8	8·5	3·8	3·6	8·9	1·9	7·2	7·4
Na_2O	3·5	2·6	2·0	1·9	3·2	3·3	3·6	3·6	2·1	3·4	2·3	1·4
K_2O	2·5	2·3	1·3	2·3	1·9	1·2	2·7	3·0	0·8	3·0	2·3	1·7
a	12·0	5·6	3·1	2·6	9·0	2·4	7·9	8·0	2·1	9·8	4·0	2·9
c	5·6	6·5	7·1	3·4	5·1	2·9	4·1	3·7	6·8	2·9	6·1	6·8
f	2·4	7·9	9·8	14·0	5·9	14·7	8·0	8·3	11·1	7·3	9·9	10·3
T	0	·3	1·0	1·9	1·9	0	0	0	0	0·3	0	1·5
a'		5·9	3·9		10·7					10·0		4·0
c'		6·4	6·8		4·3					2·9		6·4
f'		7·7	9·3		5·0					7·1		9·6
Metallatomprozente.												
Si	70·9	62·3	58·4	51·1	68·8	44·9	64·8	63·5	53·9	68·3	56·0	57·7
Al	15·3	18·7	20·5	17·1	17·1	17·6	16·3	16·7	20·6	14·8	20·1	20·9
Fe	0·6	3·5	5·1	10·1	2·0	11·4	2·9	3·9	7·2	2·8	5·7	5·7
Mg	0·3	2·3	3·8	8·5	·9	10·8	1·9	1·7	5·6	1·3	4·1	3·9
Ca	2·5	4·8	6·5	5·8	2·5	17·4	3·3	3·0	7·8	1·7	6·2	6·4
Na	6·1	4·5	3·5	3·3	5·5	5·7	6·2	6·1	3·6	5·9	4·0	2·4
K	4·3	3·9	2·2	4·1	3·2	2·2	4·6	1·1	1·3	5·2	3·9	3·0
Si	70·9	62·3	58·4	51·1	68·8	44·9	64·8	63·5	53·9	68·3	56·0	57·7
U	16·2	24·5	29·4	35·7	20·0	39·8	21·1	22·3	33·4	18·9	29·9	30·5
L	12·9	12·2	12·2	13·2	11·2	15·4	14·1	14·2	12·7	12·8	14·1	11·8
An	19	36	53	39	22	38	20	19	61	13	43	54
Ab	48	34	29	27	49	45	46	44	28	46	29	20
Or	33	30	18	34	29	17	34	37	11	41	28	26
a_0	7·8	5·2	3·4	3·4	6·9	3·2	6·6	6·7	2·6	7·5	4·2	3·3
c_0	1·8	3·0	3·9	2·2	2·0	1·9	1·7	1·6	4·1	1·1	3·2	3·8
f_0	0·4	1·8	2·7	4·4	1·1	4·9	1·7	1·7	3·3	1·4	2·6	2·9
a'_0		5·4	4·1		7·6					7·6		4·2
c'_0		2·9	3·5		1·5					1·1		3·3
f'_0		1·7	2·4		·9					1·3		2·5

II. Gesteine der Zentralgneisgruppe.

13. Granitgneis mit einzelnen Glimmerflasern (Forellengneis, Berwerth). Hochalmkern, Tauerntunnel, Nordseite in der Nähe des Nordportales (Material, an dem die Wärmeleitungsfähigkeit bestimmt wurde), Handstück im mineralog.-petrogr. Institut Wien.

Analyse aus dem Laboratorium von E. Ludwig, ausgeführt von Margarete Becke.

Zur Analyse wurden verwendet: Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali zur Bestimmung der Kieselsäure, Titansäure und Basen 0·9899 *g*. Wasserbestimmung: 0·9299 *g* gaben 0·0229 *g*. Zur Flußsäureaufschließung wurden verwendet 0·9967 *g*. Zur Eisenoxydulbestimmung wurden 0·4677 *g* verwendet.

Spezifisches Gewicht 2·63 (Becke, Mittel aus zahlreichen Proben von Forellengneis aus dem Tauerntunnel).

14. Aplitgneis. Felsen am Fahrweg zwischen der Hatzingalm und dem Knappenhaus am Rathausberg bei Gastein, Hochalmkern. Im Gebiet des Syenitgneises gesammelt von F. Berwerth 1895. Handstück im k. k. naturhistorischen Hofmuseum.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben 1898.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·0933 *g* gaben 0·8261 *g* SiO_2, 0·0091 *g* Fe_2O_3, 0·1544 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0138 *g* CaO, 0·0077 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0044 *g* gaben 0·1324 *g* Alkalichloride und 0·1558 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0476 *g* KCl und 0·0848 *g* NaCl oder 0·0301 *g* K_2O und 0·0450 *g* Na_2O.

III. Wasserbestimmung: 1·0337 *g* gaben 0·0044 *g* Wasser.

IV. Eisenoxydulbestimmung: 0·9993 *g* verbrauchten 0·3 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·006709 *g* FeO) entsprechend 0·00201 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·64 (Berwerth).

15. Aplitader im Granitgneis. Rotbach, Zillertaler Hauptkamm. Vgl. die genaue Angabe bei Nr. 23.

Analyse aus dem Laboratorium von E. Ludwig von Walter Claar.

I. Aufschluß mit kohlensaurem Natronkali: 1·1067 *g* gaben SiO_2 0·8408 *g*, Fe_2O_3 0·0093 *g*, Al_2O_3 0·1577 *g*, MnO Spur, CaO 0·0147 *g*, $Mg_2P_2O_7$ 0·0060 *g*.

II. Aufschluß mit Flußsäure: 1·0549 *g* gaben Alkalichloride 0·1439 *g*, K_2PtCl_6 0·1368 *g*, entsprechend 0·0418 *g* KCl und 0·1021 *g* NaCl oder 0·0264 *g* K_2O und 0·0541 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5515 *g* verbrauchten 0·3 *cm*³ Chamäleon (1 *cm*³ = 0·007017 *g* FeO) entsprechend 0·002105 *g* FeO

16. Aplitgneis. Hochalmkern. Weiße Lagen. Felswand ober den hinteren Lassacher Hütten, Seebachtal (vgl. Nr. 26). Gesammelt von F. Berwerth 1894. Handstück im k. k. naturhistorischen Hofmuseum Wien, Nr. 141.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben 1898.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·3682 *g* gaben 0·9825 *g* SiO_2, 0·0135 *g* Fe_2O_3, 0·2195 *g* Al_2O_3, 0·0283 *g* CaO 0·0097 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9327 *g* gaben 0·1287 *g* Alkalichloride und 0·1397 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0427 *g* KCl und 0·0860 *g* NaCl oder 0·0270 *g* K_2O und 0·0456 *g* Na_2O.

III. Wasserbestimmung: 0·8335 *g* gaben 0·0120 *g* Wasser.

IV. Eisenoxydulbestimmung: 1·0302 *g* verbrauchten 0·5 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·006709 *g* FeO) entsprechend 0·00335 *g* FeO.

17. Porphyrartiger Granitgneis. Hochalmkern; aus der Südhälfte des Tauerntunnels. Das analysierte Gestein ist entnommen dem Probewürfel IV, der zur Bestimmung der Druckfestigkeit diente.

Analyse ausgeführt im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien von Dr. M. Stark.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·0020 *g* verloren beim Trocknen bei 115° C. 0·0037 *g* hygroskopisches Wasser, beim Aufschließen 0·0106 *g* Wasser; sie gaben ferner 0·7223 *g* SiO_2, 0·0015 *g* TiO_2, 0·0005 *g* ZrO_2, 0·1451 *g* Al_2O_3, 0·0198 *g* Fe_2O_3, 0·0039 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0025 *g* P_2O_5, 0·0169 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0061 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0074 *g* bei 115° getrocknet lieferten 0·1389 *g* Alkalichloride und 0·2480 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0761 *g* KCl und 0·0628 *g* NaCl oder 0·0481 *g* K_2O und 0·0333 *g* Na_2O.

Spezifisches Gewicht 2·637 (Renezeder).

18. Glimmerarmer Granitgneis, Stilluptal, am Fuß des Tristner bei Kolbenstuben anstehend. (Dieses Gestein ist verbreitet, zieht sich unter dem Tristner durch und bildet die unteren Abhänge des Zemmgrundes bei Ginzling, immer im Liegenden des porphyrartigen Granitgneises der Duxer Kette.) Gesammelt von F. Becke 3. September 1895. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien, Nr. 187.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·7773 *g* gaben 0·5709 *g* SiO_2, 0·0139 *g* Fe_2O_3, 0·1105 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0135 *g* CaO, 0·0111 *g* $Mg_2P_2P_7$ entsprechend 0·0040 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·8318 *g* gaben 0·0963 *g* Alkalichloride und 0·1771 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0541 *g* KCl und 0·00422 *g* NaCl oder 0·0342 *g* K_2O und 0·0224 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·7085 *g* verbrauchten 0·8 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·006686 *g* FeO) entsprechend 0·0053 *g* FeO.

IV. Wasserbestimmung: 0·6675 *g* gaben 0·0094 *g* Wasser.

V. Kohlensäurebestimmung: 1·0552 *g* gaben 0·0071 *g* Kohlensäureanhydrid.

Spezifisches Gewicht 2·639 (Erben).

19. Granitgneis. Hochalmkern, Westwand der Lieskele bei Mallnitz. Gesammelt von F. Berwerth 1893. Handstück im k. k. naturhistorischen Hofmuseum. Sehr verbreiteter Gesteinstypus.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben 1897.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·0364 *g* gaben 0·7598 *g* SiO_2, 0·0012 *g* TiO_2, 0·0270 *g* Fe_2O_3, 0·1454 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0151 *g* CaO, 0·0217 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0350 *g* gaben 0·1093 *g* Alkalichloride und 0·1677 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0512 *g* KCl und 0·0581 NaCl oder 0·0324 *g* K_2O und 0·0308 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5561 *g* verbrauchten 1·2 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ gleich 0·00633 *g* FeO) entsprechend 0·0076 *g* FeO.

IV. Wasserbestimmung: 0·8406 *g* gaben 0·0057 *g* Wasser.

V. Phosphorsäurebestimmung: 2·3187 *g* gaben 0·0050 *g* $Mg_2P_2O_7$, entsprechend 0·0032 *g* P_2O_5.

Spezifisches Gewicht 2·64 (Berwerth).

20. Porphyrartiger Granitgneis. Zillergrund. Felsen am Talweg O. vom Bauernhof Nesselrain. Gesammelt F. Becke 8. September 1895. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut Wien, Nr. 209.

Analyse aus dem Laboratorium E. Ludwig, ausgeführt von F. Erben.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·9912 *g* gaben 0·6904 *g* SiO_2, 0·0004 *g* TiO_2, 0·0276 *g* Fe_2O_3, 0·1519 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0171 *g* CaO, 0·0332 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·1391 *g* gaben 0·1311 *g* Alkalichloride und 0·2363 *g* K_2PtCl_6, entsprechend 0·0722 *g* KCl, 0·0589 *g* NaCl oder 0·0456 *g* K_2O, 0·0313 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·6221 *g* verbrauchten 1·5 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·00628 *g* FeO) entsprechend, 0·006594 *g* FeO).

IV. Wasserbestimmung: 0·8242 *g* gaben 0·0075 *g* Wasser.

V. Kohlensäurebestimmung: 0·9939 *g* gaben 0·0103 *g* CO_2.

Spezifisches Gewicht 2·682 (Becke).

21. Geschieferter Granitgneis. Hochalmkern, Steinbruch ober Lafenn, Angertal, Gastein; unterlagert den Marmor des Angertales. Gesammelt 1896 von F. Berwerth. Handstück im k. k. naturhistorischen Hofmuseum.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben 1897.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·9900 *g* gaben 0·6774 *g* SiO_2, 0 TiO_2, 0·0303 *g* Fe_2O_3, 0·1597 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0195 *g* CaO, 0·0314 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·2406 *g* gaben 0·1476 *g* Alkalichloride, 0·1803 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0551 *g* KCl und 0·0925 *g* NaCl oder 0·0348 *g* K_2O und 0·0491 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·6383 *g* verbrauchten 0·9 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·006331 *g* FeO) entsprechend 0·005698 *g* FeO.

IV. Wasserbestimmung: 0·7056 *g* gaben 0·0085 *g* Wasser.

V. Kohlensäurebestimmung: 1·3326 *g* gaben 0·0152 *g* Kohlensäureanhydrid.

Spezifisches Gewicht 2·72 (Becke).

22. Flasriger Granitgneis (Übergang zum Syenitgneis). Hochalmkern, Fahrweg von der Hatzingalm zum Knappenhaus am Rathausberg bei Gastein, Nebengestein des Aplitgneises Nr. 14. Gesammelt von F. Berwerth 1895. Handstück im k. k. naturhistorischen Hofmuseum Wien.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben 1898.

I. Aufschließurg mit kohlensaurem Natronkali: 1·0374 *g* gaben 0·6881 *g* SiO_2, 0·0356 *g* Fe_2O_3, 0·1703 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0192 *g* CaO, 0·0470 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0169 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0358 *g* gaben 0·1366 *g* Alkalichloride und 0·1860 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0568 *g* KCl und 0·0798 *g* NaCl oder 0·0360 *g* K_2O und 0·0423 *g* Na_2O.

III. Wasserbestimmung: 0·8520 *g* gaben 0·0209 *g* Wasser.

IV. Eisenoxydulbestimmung: 0·4963 *g* verbrauchten 0·95 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·006709 *g* FeO) entsprechend 0·00637 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·674 (Berwerth).

23. Granitgneis. Zillertaler Hauptkamm, Rotbach, Aufstieg von der Daimer-Hütte zum Schwarzenstein, Moräne des Rotbachferners. Herrschendes Gestein am Südabhang der Zillertaler Hauptkette. Durchsetzt von aplitischen Adern (vgl. Analyse Nr. 15). Gesammelt F. Becke August 1895. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut Wien, Nr. 164.

Analyse aus dem Laboratorium E. Ludwig von Walter Claar.

I. Aufschluß mit kohlensaurem Natronkali: 1·0650 *g* gaben 0·7612 *g* SiO_2, 0·0388 *g* Fe_2O_3, 0·1632 M_2O_3 Spur MnO, 0·0201 *g* CaO, 0·0344 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschluß mit Flußsäure: 1·0173 *g* gaben 0·1200 *g* Alkalichloride und 0·1750 *g* K_2PCl_6 entsprechend 0·0535 *g* KCl und 0·0665 *g* NaCl oder 0·0338 *g* K_2O, 0·0353 *g* Na_2O.

III. 0·5282 *g* verbrauchten 1·4 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·007017 *g* FeO) entsprechend 0·0098 *g* FeO.

IV. 1·0064 *g* gaben 0·0098 *g* H_2O.

Spezifisches Gewicht 2·696 (Becke).

24. Flasriger Syenitgneis. Hochalmkern, Ramettenwand (zwischen Mallnitzer Tauern und Woigstenscharte). Gesammelt von F. Berwerth. Handstück im k. k. naturhistorischen Hofmuseum.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben 1897.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·9892 *g* gaben 0·6428 *g* SiO_2, 0 TiO_2, 0·0280 *g* Fe_2O_3, 0·1634 *g* Al_2O_3 Spur MnO, 0·0265 *g* CaO, 0·0400 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0555 *g* gaben 0·1562 *g* Alkalichloride und 0·2637 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0806 *g* KCl und 0·0756 *g* NaCl oder 0·0509 *g* K_2O und 0·0401 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·6053 *g* verbrauchten 1·1 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 gleich 0·006331 *g* FeO) entsprechend 0·00696 *g* FeO.

IV. Wasserbestimmung: 0·7694 *g* gaben 0·0081 *g* Wasser.

V. Kohlensäurebestimmung: 1·0304 *g* gaben 0·0146 *g* Kohlensäureanhydrid.

Spezifisches Gewicht 2·668 (Becke).

25. Sericitisierter porphyrartiger Granitgneis. Dornaubergklamm. Gestein sehr ähnlich der Nr. 28 aber stark sericitisiert. (Der ganze Nordrand der Masse des porphyrartigen Granitgneises zeigt diese Beschaffenheit.) Gesammelt von F. Becke. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut Wien, Nr. 870.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·8386 *g* gaben 0·0160 *g* Wasser; 1·0577 *g* gaben 0·7357 *g* SiO_2, 0·0299 *g* Fe_2O_3, 0·1602 *g* Al_2O_3, 0·0271 *g* CaO, 0·0360 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0130 *g* MgO.

II. Eisenoxydulbestimmung: 0·5725 *g* verbrauchten 1·2 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·008149 *g* FeO) entsprechend 0·0098 *g* FeO.

III. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0076 *g* gaben 0·1018 *g* Alkalichloride und 0·1910 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0584 *g* KCl und 0·0434 *g* NaCl oder 0·0368 *g* K_2O und 0·0230 *g* Na_2O.

IV. Kohlensäurebestimmung: 1·0257 *g* gaben 0·0132 *g* Kohlensäureanhydrid.

Spezifisches Gewicht 2·714 (Becke).

26. Granitgneis. Hochalmkern. Dunkle Lagen im Gestein der Felswand ober den hinteren Lassacher Hütten im Seebachtale. (Vgl. Aplitgneis Nr. 16.) Gesammelt von F. Berwerth 1894. Handstück im k. k. naturhistorischen Hofmuseum.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben 1898.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·1197 *g* gaben 0·7931 *g* SiO_2, 0·0411 *g* Fe_2O_3, 0·1529 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0260 *g* CaO, 0·0227 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9152 *g* gaben 0·1050 *g* Alkalichloride und 0·1281 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0391 *g* KCl und 0·0659 *g* NaCl oder 0·0247 *g* K_2O und 0·0350 *g* Na_2O.

III. Wasserbestimmung: 0·8812 *g* gaben 0·0170 *g* Wasser.

IV. Eisenoxydulbestimmung: 0·4526 *g* verbrauchten 0·85 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·006709 *g* FeO) entsprechend 0·00570 *g* FeO.

27. Biotitreiche Schliere im porphyrartigen Granitgneis. Hochalmkern, Tauerntunnel, Nordseite T. K. 3780. Gesammelt von F. Becke. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut Wien.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Margarete Becke.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·9933 *g* gaben 0·0251 *g* Wasser, *b)* 0·9515 *g* gaben 0·6148 *g* SiO_2, 0·0087 *g* TiO_2, 0·0138 *g* Fe_2O_3, 0·0245 *g* CaO, 0·0149 *g* MgO bestimmt als $Mg_2P_2O_7$, 0·1520 *g* Al_2O_3.

II. 0·4816 *g* gaben 0·0013 *g* P_2O_5 bestimmt als $Mg_2P_2O_7$.

III. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9349 *g* lieferten 0·0365 *g* K_2O und 0·0277 *g* Na_2O.

IV. Eisenoxydulbestimmung: 0·4787 *g* verbrauchten 1·7 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·005455 Fe) entsprechend 0·01193 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·760 (Becke).

28. Porphyrartiger Granitgneis. Zemmgrund, unterhalb Schliffstein. (Das schöne Gestein, welches im Zillergrund, in der Stillup und im Zemmgrund die tief eingerissenen Klammen bildet und längs des Nordrandes der Duxer Kette sich bis gegen den Riffler verfolgen läßt.) Gesammelt F. Becke. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut Wien, Nr. 875.

Analyse von F. Erben ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·8021 *g* gaben 0·0093 *g* Wasser; 1·1417 *g* gaben 0·7584 *g* SiO_2, 0·0474 *g* Fe_2O_2, 0·1800 *g* Al_2O_3, 0·0356 *g* CaO, 0·0506 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0182 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0837 *g* gaben 0·1170 *g* Alkalichloride und 0·2061 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0612 *g* KCl und 0·0559 *g* NaCl oder 0·0386 *g* K_2O und 0·0296 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·6938 *g* verbrauchten 2·9 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·008149 *g* FeO) entsprechend 0·0236 *g* FeO.

IV. Kohlensäurebestimmung: 1·0759 *g* gaben 0·0195 *g* Kohlensäureanhydrid.

Ti, Mn, Li Spuren.

Spezifisches Gewicht 2·726 (Becke).

29. Körniger Syenitgneis. Hinteres Hierkar, Hochalmkern. Gesammelt von F. Berwerth 1893. Handstück im k. k. naturhistorischen Hofmuseum.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali *a)* 0·9245 *g* gaben 0·5631 *g* SiO_2 und 0·0021 *g* TiO_2, *b)* 0·9716 *g* gaben 0·0475 *g* F_2O_3, 0·1679 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0352 *g* CaO, 0·0638 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·4114 *g* gaben 0·1961 *g* Alkalichloride und 0·3588 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·1097 *g* KCl und 0·0864 *g* NaCl oder 0·0693 *g* K_2O und 0·0458 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5603 *g* verbrauchten 1·8 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·00628 *g* FeO) entsprechend 0·011304 *g* FeO.

IV. Wasserbestimmung: 0·7821 *g* gaben 0·0047 *g* H_2O.

V. Kohlensäurebestimmung: 1·0095 *g* gaben 0·0188 *g* CO_2.

Spezifisches Gewicht 2·65 (Berwerth).

30. Schiefriger Durbachitgneis (schiefriger Biotitgneis). Duxer Kamm, Zemmgrund, zwischen Boden- und Wildalpe. Gesammelt F. Becke 1. Oktober 1899. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien (Nr. 880). Wechsellagert mit glimmerarmen Gneisen ähnlich Nr. 18.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·0490 *g* gaben 0·6389 *g* SiO_2, Spur TiO_2, 0·0641 *g* Fe_2O_3, 0·1680 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0349 *g* CaO, 0·0805 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0290 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9473 *g* gaben 0·1004 *g* Alkalichloride und 0·2192 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0670 *g* KCl und 0·0324 *g* NaCl oder 0·0423 *g* K_2O und 0·0171 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·7494 *g* verbrauchten 3·8 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·006686 *g* FeO) entsprechend 0·0254 *g* FeO.

IV. Wasserbestimmung: 0·9961 *g* gaben 0·0274 *g* Wasser.

V. Kohlensäurebestimmung: 0·5946 *g* gaben 0·0120 *g* Kohlensäureanhydrid.

VI. Kohlenstoffbestimmung: In 6·6 *g* konnte C nicht nachgewiesen werden.

Spezifisches Gewicht 2·754 (Erben).

31. Tonalitgneis. Hochalmkern, oberes Maltatal, linkes Gehänge unterhalb der Wolfgangalpe. Gesammelt von F. Berwerth 1893. Handstück im k. k. naturhistorischen Hofmuseum.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben 1897.

I. Aufschließung in kohlensaurem Natronkali: 0·9881 *g* gaben 0·6054 *g* SiO_2, 0·0602 *g* Fe_2O_3, 0·1784 *g* Al_2O_3, 0·0002 *g* Mn_3O_4, 0·0469 *g* CaO, 0·0776 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·8425 *g* gaben 0·0800 *g* Alkalichloride, 0·0724 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0221 *g* KCl und 0·0579 *g* NaCl oder 0·0140 *g* K_2O und 0·0307 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·4773 *g* verbrauchten 2·2 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·006331 *g* FeO) entsprechend 0·01393 *g* FeO.

IV. Wasserbestimmung: 0·9067 *g* gaben 0·0136 *g* Wasser.

Spezifisches Gewicht 2·745 (Berwerth).

32. Körniger Tonalitgneis. Zillertaler Hauptkette, Gögenalpe, Aufstieg aus dem Trattenbachtal zum Neveser Sattel. Bildet Linsen in dem vorherrschenden mehr flasrig entwickelten Tonalitgneis Gesammelt F. Becke, August 1895. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut Wien, Nr. 148.

Analyse aus dem Laboratorium E. Ludwig, ausgeführt von Karl Hödlmoser.

I. Aufschluß mit kohlensaurem Natronkali: 1·0097 *g* gaben SiO_2 0·6224 *g*, $Mg_2P_2O_7$ 0·0543 *g* entsprechend MgO 0·01955 *g*.

II. Aufschluß mit kohlensaurem Natronkali: 1·0045 *g* gaben 0·1761 *g* Al_2O_3, 0·0752 *g* Fe_2O_3, 0·0485 *g* CaO.

III. Aufschluß mit kohlensaurem Natronkali: 1·0487 *g* gaben 0·0101 *g* H_2O.

IV. Aufschluß mit Flußsäure: 1·0194 *g* gaben 0·0936 *g* Alkalichloride und 0·0847 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·01643 *g* K_2O und 0·03589 *g* Na_2O.

V. Aufschluß mit Flußsäure im Rohr: 0·5408 *g* verbrauchten 4·1 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 entprechend 0·005731 *g* FeO entsprechend 0·0235 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·775 (Becke).

33. Amphibolhaltiger Bandgneis. Hochalmkern, Felsen bei Brandstatt, Maltatal. Gesammelt von F. Becke. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut Wien, Nr. 1411.

Analyse von M. Dittrich, Heidelberg 1911.

Spezifisches Gewicht 2·807 (Becke).

34. Flasrig schiefriger Floitit (Flugkogelgneis). Hochalmkern. Rechtes Gehänge des Ardackergrabens bei Kötschach, Gasteintal, in einer Seehöhe von zirka 1350 *m*. Dieses Gestein setzt ein etwa 80—100 *m* mächtiges Lager zusammen, das der nördlichen Schieferhülle des Hochalmkerns und zwar den Glimmerschiefern der unteren Stufe etwa 100 *m* über dem Hauptgneiskern eingelagert ist, und sich vom Ardackergraben auf den Flugkogel nördlich vom Kötschachtal, durch den obersten Teil der Hödeggalpe bis in das Gehänge des Hubalpgrabens NW der Pletzachalpe verfolgen läßt. Handstück im min.-petrogr. Institut Wien, gesammelt von Dr. Schurk.

Analyse von Dr. Schurk ausgeführt im mineralog.-petrogr. Institut Wien (aus einer noch nicht gedruckten Doktor-Dissertation).

Spezifisches Gewicht an mehreren ähnlichen Handstücken bestimmt, schwankt von 2·847 bis 2·867 (Schurk).

35. Schiefrig plattiger Floitit. Hochalmkern. Anstehend am Weg vom Jagdhaus in der Pölla ins Eissigkar unter den Eissighütten. Gesammelt von F. Becke 30. August 1908. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut Wien, Nr. 1239. In den Bandgneiszonen des Hochalmkernes sehr verbreiteter Typus.

Analyse von Prof. M. Dittrich, Heidelberg 1911.

Spezifisches Gewicht 2·845.

36. Floitit (körnig, nicht geschiefert), gangförmig im flasrigen Tonalitgneis des Roßruckens, Schwarzensteingrund, Zillertaler Hauptkette. Gesammelt von F. Becke 1897. Handstücke im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·8963 *g* gaben 0·0146 *g* Wasser.

II. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·1114 *g* gaben 0·6552 *g* SiO_2, 0·0836 *g* Fe_2O_3, 0·2000 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0728 *g* CaO, 0·1002 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0364 *g* MgO.

III. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9749 *g* gaben 0·0867 *g* Alkalichloride und 0·1099 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0336 *g* KCl und 0·0531 *g* NaCl oder 0·0212 *g* K_2O und 0·0282 *g* Na_2O.

IV. Eisenoxydulbestimmung: 0·5044 *g* verbrauchten 3·7 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·006708 FeO) entsprechend 0·02482 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·833 (Erben).

37. Diorit-Amphibolit. Zillertaler Hauptkette, Großtrog, N vom Neveser Sattel. Linsen im flasrigen Tonalitgneis. Gesammelt August 1895 von F. Becke. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien.

Analyse aus dem Laboratorium von E. Ludwig, ausgeführt von F. Erben.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·9657 *g* gaben 0·5250 *g* SiO_2, 0·0006 *g* TiO_2, 0·0786 *g* Fe_2O_3, Spur MnO, 0·1440 *g* Al_2O_3, 0·0768 *g* CaO, 0·2409 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0950 *g* gaben 0·0682 *g* Alkalichloride und 0·0601 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0184 *g* KCl und 0·0498 *g* NaCl oder 0·0116 *g* K_2O und 0·0264 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5016 *g* verbrauchten 4·3 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ gleich 0·00628 *g* FeO) entsprechend 0·02700 *g* FeO.

IV. Wasserbestimmung: 0·6605 *g* gaben 0·0097 *g* Wasser.

V. Kohlensäurebestimmung: 1·0009 *g* gaben 0·0124 *g* Kohlensäureanhydrid.

Spezifisches Gewicht 2·900 (Becke).

38. Biotit-Amphibolit. Hochalmkern, oberhalb der Hatzingalm, Rathausberg. Bildet linsenförmige Einlagerungen im Gebiete des Syenitgneises (vgl. An. 22). Gesammelt 1893 von F. Berwerth. Handstück im k. k. naturhistorischen Hofmuseum Wien.

Analyse ausgeführt im Laboratorium von E. Ludwig von F. Erben 1897.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·0382 *g* gaben 0·5078 *g* SiO_2, 0·0006 *g* TiO_2, 0·1315 *g* Fe_2O_3, 0·1647 *g* Al_2O_3, 0 MnO, 0·0691 *g* CaO, 0·1982 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9424 *g* gaben 0·0548 *g* Alkalichloride und 0·0809 *g* K_2PtCl_6; hieraus 0·0247 *g* KCl und 0·0301 *g* NaCl oder 0·0156 *g* K_2O und 0·0160 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5759 *g* verbrauchten 6·2 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·00628 *g* FeO) entsprechend 0·03894 *g* FeO.

IV. Wasserbestimmung: 0·7982 *g* gaben 0·0252 *g* Wasser.

V. Kohlensäurebestimmung: 0·9922 *g* gaben 0·0273 *g* CO_2.

Spezifisches Gewicht 3·01 (Berwerth).

Tabelle

Gesteine des Zillertaler (Z)

Z			15			18		20			23		25
H	13	14		16	17		19		21	22		24	
	Tauern-tunnel N	Rat-haus-berg	Rotbach	Las-sacher Winkel	Tauern-tunnel S[1]	Kolben-stuben[2]	Lieskele[2]	Nessel-rainer[2]	Lafenn[2]	Rathaus-berg	Rot-bach	Ra-metten-wand	Dornau-bergkl.[2]
Gewichtsprozente													
SiO_2	74·48	75·55	75·98	71·82	72·09	73·45	73·31	70·56	68·42	66·34	71·47	64·96	69·50
TiO_2	·13				·15		·11	·04					Sp.
Al_2O_3	12·77	14·13	14·25	16·04	14·48	14·20	14·03	15·33	16·13	16·43	15·33	16·52	15·14
Fe_2O_3	·56	·61	·42	·64	1·98	·96	1·09	1·61	2·07	2·02	1·58	1·55	·92
FeO	·50	·20	·38	·32		·75	1·37	1·06	·89	1·28	1·86	1·15	1·71
MnO	Sp.	Sp.	Sp.			Sp.	Sp.	Sp.	Sp.		Sp.	Sp.	Sp.
MgO	·37	·26	·20	·26	·61	·51	·75	1·21	1·14	1·63	1·16	1·46	1·23
CaO	·63	1·26	1·33	2·07	1·46	1·74	1·46	1·73	1.97	1·85	1·89	2·68	2·56
Na_2O	3·75	4·48	5·13	4·89	3·30	2·69	2·98	2·75	3·96	4·09	3·47	3·80	2·28
K_2O	4·27	3·00	2·50	2·90	4·77	4·11	3·13	4·00	2·81	3·48	3·32	4·83	3·66
H_2O	2·46	·43	·45	1·44	1·06	1·40	·68	·91	1·28	2·45	·97	1·05	1·90
CO_2						·68		1·04	1·14			1·42	1·28
P_2O_5					·25		·14						
	99·92	99·92	100·64	100·38	100·20	100·49	99·05	100·20	99·73	99·57	101·05	99·42	100·18
Sp. G.	2·63	2·64			2·637	2·639	2·64	2·682	2·72	2·674	2·696	2·668	2·714
Molekularquotienten ×1000.													
SiO_2	1233	1251	1258	1189	1194	1216	1213	1168	1132	1098	1182	1073	1151
TiO_2	2				2		1						
$^1/_2Al_2O_3$	250	277	279	314	284	278	275	300	316	322	300	324	297
$^1/_2Fe_2O_3$	7	8	5	8	25	12	14	20	26	25	20	19	12
FeO	7	3	5	4		10	19	15	12	18	26	16	24
MnO													
MgO	9	6	5	6	15	13	19	30	28	40	29	36	30
CaO	11	23	24	37	26	31	26	31	35	33	34	48	46
$^1/_2Na_2O$	121	145	166	158	106	87	96	89	128	132	112	123	74
$^1/_2K_2O$	91	64	53	62	101	87	66	85	60	74	70	102	78
CO_2						15		24	26			32	29
P_2O_5					2		1						
Molekularprozentzahlen der Oxyde													
SiO_2	82·3	81·9	81·5	78·9	79·4	81·0	80·8	78·4	77·0	74·9	77·7	73·2	77·8
Al_2O_3	8·3	9·0	9·1	10·4	9·4	9·2	9·1	10·0	10·7	11·0	9·9	11·0	10·0
FeO	·9	·4	·5	·6	2·6	1·1	1·8	1·7	1·7	2·1	2·3	2·4	2·0
MgO	·6	·4	·3	·4	1·0	·8	1·2	2·0	1·9	2·8	1·9	2·5	2·0
CaO	·8	1·5	1·5	2·5	1·7	2·1	1·7	2·1	2·4	2·2	2·2	3·2	3·1
Na_2O	4·0	4·7	5·4	5·2	3·5	2·9	3·2	3·0	4·3	4·5	3·7	4·2	2·5
K_2O	3·1	2·1	1·7	2·0	3·4	2·9	2·2	2·8	2·0	2·5	2·3	3·5	2·6

[1] 0·05 ZrO_2.

[2] Spur Li.

II.

und Hochalmkernes (H).

26 Lassacher Winkel	27 Tauerntunnel	28 Schliffstein[2]	29 Hierkar	30 Bodenalpe	31 Maltatal[2]	32 Göge	33 Brandstatt[3]	34 Flugkogel	35 Eissigkar[4]	36 Roßrucken	37 Großtrog[2]	38 Hatzingalm[2]	Z H
Gewichtsprozente													
70·83	64·61	66·43	60·91	60·91	61·27	61·64	59·99	55·94	52·10	58·95	54·36	48·91	SiO_2
	·91	Sp.	·23	Sp.			·98	·25	·87	Sp.	·06	·06	TiO_2
13·65	15·97	15·76	17·28	16·02	18·06	17·53	15·36	17·91	16·20	18·00	14·91	15·87	Al_2O_3
2·27	2·89	·36	2·65	2·35	2·85	2·66	2·55	2·58	2·45	2·05	2·16	5·16	Fe_2O_3
1·26	2·49	3·40	2·02	3·39	2·92	4·35	2·88	3·98	3·65	4·92	5·38	6·76	FeO
Sp.		Sp.	Sp.	Sp.	·02	Sp.	·10	Sp.	·13	Sp.	Sp.		MnO
·74	1·56	1·60	2·37	2·77	2·83	1·94	3·23	3·31	4·42	3·28	8·99	6·87	MgO
2·32	2·57	3·12	3·62	3·32	4·75	4·83	5·56	6·19	8·30	6·55	7·95	6·66	CaO
3·82	2·95	2·73	3·25	1·80	3·64	3·52	4·56	3·31	1·98	2·89	2·41	1·70	Na_2O
2·70	3·90	3·57	4·91	4·47	1·66	1·61	2·09	3·75	4·35	2·18	1·06	1·66	K_2O
1·93	2·53	1·16	·60	2·75	1·50	·96	1·44	1·25	2·09	1·63	1·47	3·16	H_2O
		1·81	1·86	2·02			·15	1·35	2·88		1·24	2·75	CO_2
	·27						·52	·09	·74				P_2O_5
99·52	100·65	99·94	99·70	99·80	99·50	99·04	99·52	99·91	100·29	100·45	99·99	99·56	
	2·760	2·726	2·65	2·754	2·745	2·775	2·807	2·847 —2·867	2·845	2·833	2·900	3·01	Sp. G.
Molekularquotienten × 1000.													
1172	1070	1098	1008	1008	1014	1020	994	927	864	975	899	810	SiO_2
	11		3				12	3	11		1	1	TiO_2
267	312	308	338	314	354	343	300	351	317	353	292	310	$^1/_2Al_2O_3$
28	36	5	33	29	36	33	32	32	31	26	27	65	$^1/_2Fe_2O_3$
18	35	47	28	47	41	61	40	55	51	68	75	94	FeO
							1		2				MnO
18	39	40	59	69	70	48	80	82	109	81	223	170	MgO
41	39	56	65	59	85	86	99	116	148	117	142	119	CaO
123	95	88	105	58	117	114	147	107	64	93	78	55	$^1/_2Na_2O$
57	83	76	104	95	35	34	44	79	92	46	23	35	$^1/_2K_2O$
	2	41	44	46			3	31	66		28	63	CO_2
							3	0·6	5				P_2O_5
Molekularprozentzahlen der Oxyde.													
78·9	73·4	75·2	69·7	70·5	68·5	69·1	66·9	62·7	60·3	65·0	58·1	56·9	SiO_2
9·0	10·6	10·5	11·6	10·9	12·0	11·6	10·0	11·8	10·9	11·7	9·4	10·9	Al_2O_3
2·1	4·8	2·1	3·0	4·3	3·9	5·2	4·9	5·9	5·7	5·5	5·7	8·9	FeO
1·2	2·6	2·8	4·0	4·8	4·7	3·3	5·3	5·6	7·5	5·4	14·4	11·9	MgO
2·8	2·6	3·8	4·5	4·1	5·7	5·8	6·6	7·8	10·2	7·8	9·2	8·3	CaO
4·1	3·2	3·0	3·6	2·0	4·0	3·8	4·9	3·6	2·2	3·1	2·5	1·9	Na_2O
1·9	2·8	2·6	3·6	3·3	1·2	1·2	1·4	2·7	3·2	1·5	·7	1·2	K_2O

[3] Hygroskopisches Wasser 0·08, Schwefel 0·05, Summe 99·54; hiervon ab O für S 0·02 gibt obige 99·52.

[4] Hygroskopisches Wasser 0·13.

Z			15			18		20			23		25
H	13	14		16	17		19		21	22		24	
	Tauern-tunnel N	Rat haus-berg	Rotbach	Las-sacher Winkel	Tauern-tunnel S	Kolben-stuben	Liskele	Nessel-rainer	Lafenn'	Rathaus-berg	Rot-bach	Ra-metten-wand	Dornau-bergkl.
Osann'sche Zahlen													
a	15·1	14·5	14·7	13·2	12·2	11·3	10·2	9·5	9·6	9·4	9·2	9·7	8·1
c	1·6	3·1	3·2	4·5	3·1	4·1	3·3	3·4	3·6	3·0	3·4	4·1	4·9
f	3·3	2·4	2·1	2·3	4·7	4·6	6·5	7·1	6·8	7·6	7·4	6·2	7·0
T	0·4	0·7	0·5	0·7	0·8	1·3	2·0	2·1	2·0	1·8	1·7	0·1	1·8
a'	15·4	14·9	14·9	13·6	12·8	12·4	11·8	11·1	11·0	10·5	10·4	9·8	9·6
c'	1·5	2·9	3·1	4·2	2·8	3·6	2·8	2·9	3·1	2·7	3·0	4·1	4·3
f'	3·1	2·2	2·0	2·2	4·4	4·0	5·4	6·0	5·9	6·8	6·6	6·1	6·1
a_0	9·03	8·71	8·75	8·25	8·18	7·81	7·59	7·33	7·33	7·35	7·19	7·29	6·59
c_0	·48	·94	·94	1·39	1·03	1·40	1·22	1·30	1·37	1·18	1·34	1·55	1·99
f_0	·49	·35	·31	·35	·79	·79	1·19	1·37	1·30	1·47	1·47	1·16	1·42
a'_0	9·09	8·83	8·81	8·38	8·34	8·16	8·12	7·93	7·82	7·74	7·67	7·31	7·24
c'_0	·45	·86	·90	1·29	·94	1·18	·95	1·00	1·12	1·00	1·11	1·54	1·55
f'_0	·46	·31	·29	·33	·72	·66	·93	1·07	1·06	1·26	1·22	1·15	1·11
k	1·81	1·82	1·75	1·58	1·68	1·96	2·05	1·80	1·62	1·43	1·72	1·28	1·89
Q[1]	33·3	34	32·6	26	29·1	36	37·6	31·4	26·2	20	29·7	14	32·6
Metallatomprozente													
Si	71·4	70·5	70·1	66·8	68·2	70·2	70·3	67·3	65·2	63·0	66·7	61·6	67·4
Al	14·4	15·6	15·5	17·7	16·2	11·0	15·9	17·3	18·1	18·5	16·9	18·6	17·3
Fe	·8	·6	·6	·7	1·4	1·3	1·9	1·9	2·2	2·5	2·6	2·0	2·1
Mg	·5	·4	·3	·4	·9	·7	1·1	1·7	1·6	2·3	1·6	2·1	1·8
Ca	·6	1·3	1·3	2·1	1·5	1·8	1·5	1·8	2·0	1·9	1·9	2·8	2·7
Na	7·0	8·1	9·2	8·9	6·1	5·0	5·5	5·1	7·4	7·6	6·3	7·0	4·3
K	5·3	3·6	3·0	3·5	5·7	5·0	3·8	4·9	3·4	4·2	4·0	5·9	4·5
Si	71·4	70·5	70·1	66·8	68·2	70·2	70·3	67·3	65·2	63·0	66·7	61·6	67·4
U	15·7	16·6	16·4	18·8	18·5	18·0	18·9	20·9	21·9	23·3	21·1	22·7	21·2
L	12·9	13·0	13·5	14·5	13·3	11·8	10·8	11·8	12·8	13·7	13·2	15·7	11·5
Or	41	27	22	24	43	43	35	42	27	31	32	37	40
Ab	54	63	68	62	46	42	51	43	57	55	52	45	37
An[2]	5 (8·5)	10 (13)	10 (14)	14 (19)	11 (20)	15 (26)	14 (21)	15 (26)	16 (22)	14 (20)	16 (23)	18 (28)	23 (38)
Plag. beobachtet	5—11	18	7—8		9—16	10	11	5	3		5—16	7	4

[1] Unter Q stehen Gewichtsprozente Quarz, die sich aus dem Überschuß von SiO_2 über den aus $a_0\,c_0\,f_0$ berechneten Sättigungswert ergeben. Bei dieser Rechnung wurde der Überschuß von Tonerde T nicht zu A hinzugeschlagen.

[2] Die eingeklammerte Ziffer bedeutet den Prozentgehalt An in dem aus Ab + An berechneten Durchschnittsplagioklas.

26 Lassacher Winkel	27 Tauerntunnel	28 Schliffstein[1]	29 Hierkar	30 Bodenalpe	31 Maltatal	32 Göge	33 Brandstatt	34 Flugkogel	35 Eissigkar[3]	36 Roßrucken	37 Großtrog	38 Hatzingalm	Z H
Osann'sche Zahlen													
9·2	7·5	7·1	7·2	5·4	5·0	4·9	5·5	4·9	4·1	3·9	1·9	1·8	a
4·2	3·3	4·9	4·5	4·2	5·5	5·7	3·1	4·4	3·8	6·0	3·7	4·5	c
6·6	9·2	8·0	8·3	10·4	9·5	9·4	11·4	10·7	12·1	10·1	14·4	13·7	f
0·2	2·0	1·1		1·5	1·0	0·8							T
9·3	8·9	8·0		6·5	5·7	5·4							a'
4·2	2·9	4·6		3·9	5·3	5·5							c'
6·5	8·2	7·4		9·6	9·1	9·1							f'
7·11	6·56	6·18	6·26	5·36	4·91	4·86	5·56	5·04	4·56	3·74	2·48	2·44	a_0
1·63	1·43	2·10	1·94	2·08	2·73	2·82	1·57	2·22	2·08	3·34	3·52	2·99	c_0
1·26	2·01	1·72	1·80	2·56	2·36	2·32	2·87	2·74	3·36	2·92	4·00	4·57	f_0
7·15	7·16	6·60		5·96	5·39	5·21							a'_0
1·60	1·19	1·87		1·81	2·48	2·63							c'_0
1·24	1·65	1·53		2·23	2·13	2·16							f'_0
1·70	1·49	1·58	1·15	1·19	1·31	1·35	1·14	1·10	0·92	1·19	1·04	0·98	k
29·2	21·8	24·4	8·1	9·6	14·5	15·8	7·5	5		9·5	2·2		Q
Metallatomprozente													
67·9	62·9	63·9	58·0	60·0	57·9	58·6	57·5	53·1	51·7	55·4	51·2	48·9	Si
15·5	18·1	17·9	19·4	18·7	20·2	19·7	17·1	20·0	18·8	20·2	16·6	18·7	Al
2·7	4·1	3·2	3·4	4·6	4·4	5·4	4·2	5·0	4·9	5·3	5·8	9·6	Fe
1·1	2·3	2·3	3·4	4·1	4·0	2·8	4·6	4·7	6·5	4·6	12·6	10·2	Mg
2·4	2·3	3·2	3·7	3·5	4·8	5·0	5·7	6·6	8·8	6·6	8·1	7·2	Ca
7·1	5·5	5·1	6·0	3·5	6·7	6·5	8·4	6·1	3·8	5·3	4·4	3·3	Na
3·3	4·8	4·4	6·0	5·6	2·0	2·0	2·5	4·5	5·5	2·6	1·3	2·1	K
67·9	62·9	63·9	58·0	60·0	57·9	58·6	57·5	53·1	51·7	55·4	51·2	48·9	Si
19·3	24·5	23·4	26·2	27·4	28·6	27·9	25·9	29·7	30·2	30·1	35·0	38·5	U
12·8	12·6	13·7	15·7	12·6	13·5	13·5	16·6	17·2	18·1	14·5	13·8	12·6	L
26	38	34	38	45	15	15	18	30	39	19	11	18	Or
55	44	40	38	27	49	48	60	39	27	38	40	27	Ab
19 (25)	18 (29)	26 (39)	24 (38)	28 (50)	36 (42)	37 (43)	22 (27)	31 (44)	34 (57)	43 (54)	49 (55)	55 (67)	An
	15—22	4—5	3	6	22	30	28—21	5—6	5—21	20—30	19—23		Plag. beobachtet

III. Alte Intrusivgneise.

39. Aplitischer Granitgneis (Streifengneis). St. Leonhard in Passeier, Hoferschlucht oberhalb der Hoferkapelle. Bildet die Randfazies von Nr. 43. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog. petrogr. Institut des Polytechnikums in Zürich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·7502 *g* gaben 0·5697 *g* SiO_2, Spur TiO_2, 0·1024 *g* Al_2O_3, 0·0123 *g* Fe_2O_3, Spur MnO, 0·0032 *g* CaO, 0·0049 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9787 *g* gaben 0·1215 *g* Alkalichloride und 0·1929 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0589 *g* KCl und 0·0625 *g* NaCl oder 0·0373 *g* K_2O und 0·0332 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·6917 *g* verbrauchten 0·95 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·00544 *g* FeO) entsprechend 0·00516 *g* FeO.

IV. Wasserbestimmung: 0·7572 *g* gaben 0·0061 *g* Wasser.

Spezifisches Gewicht: 2·66—2·68 (Grubenmann).

40. Pegmatitischer Gneis. Wielenbach, N von Bruneck, Randfacies der Antholzer Granitgneismasse. Gesammelt von F. Becke 1894. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut Wien.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Karl Hödlmoser.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·0035 *g* gaben 0·0146 *g* H_2O, 0·7590 *g* SiO_2, 0·0144 *g* Fe_2O_3, 0·1257 *g* Al_2O_3, 0·0056 *g* CaO, 0·0090 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0032 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0731 *g* gaben 0·1645 *g* Alkalichloride und 0·4250 *g* K_2PtCl_6.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·4895 *g* verbrauchten 0·45 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·0055 *g* FeO).

Spezifisches Gewicht 2·676 (Becke).

41. Muscovitgranitgneis. Maurach-Schlucht, Ötztal. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums in Zürich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben 1899.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·7689 *g* gaben 0·0073 *g* Wasser; *b)* 1·1967 *g* gaben 0·9121 *g* SiO_2, 0·0254 *g* Fe_2O_3, 0·1568 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0078 *g* CaO, 0·0095 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0034 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9726 *g* gaben 0·1066 *g* Alkalichloride und 0·1940 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0593 *g* KCl und 0·0473 *g* NaCl oder 0·0375 K_2O und 0·0251 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5376 *g* verbrauchten 1·0 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·00671 *g* FeO) entsprechend 0·00671 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·656 (Erben).

42. Flasriger Muscovitgranitgneis. Söldnerkogel, Ötztal. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums Zürich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben 1899.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·8245 *g* gaben 0·0107 *g* Wasser; *b)* 1·0148 *g* gaben 0·7542 *g* SiO_2, 0·0210 *g* Fe_2O_3, 0·1477 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0102 *g* CaO, 0·0100 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0036 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0406 *g* gaben 0·1157 *g* Alkalichloride und 0·2558 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0782 *g* KCl und 0·0375 *g* NaOl oder 0·0494 *g* K_2C und 0·0199 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·4974 *g* verbrauchten 0·95 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* = 0·00671 *g* FeO) entsprechend 0·00637 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·656 (Grubenmann).

43. Flasriger Granitgneis. St. Leonhard in Passeier. Hoferschlucht oberhalb der Hoferkapelle. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog. petrogr. Institut, Polytechnikum Zürich (vgl. Nr. 39).

Analyse ausgeführt im chemischen Laboratorium E. Ludwig von F. Erben.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·1366 *g* gaben 0·8520 *g* SiO_2, 0·0011 *g* TiO_2, 0·0245 *g* Fe_2O_3, 0·1578 *g* Al_2O_3 Spur MnO, 0·0104 *g* CaO, 0·0137 $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·1137 *g* gaben 0·1217 *g* Alkalichloride und 0·2088 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0638 *g* KCl und 0·0579 *g* NaCl oder 0·0403 K_2O und 0·0307 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·7049 *g* verbrauchten 1·45 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* = 0·00544 *g* FeO) entsprechend 0·00789 *g* FeO.

IV. Wasserbestimmung: 0·8746 *g* gaben 0·0126 *g* Wasser.

Spezifisches Gewicht 2·68 (Grubenmann).

44. Grobflasriger Granitgneis. Hauptgestein des Antholzer Granitgneiskernes mit handtellergroßen grau durchscheinenden Mikroklinen. Gesammelt auf der »äußeren Gießen« bei Oberrasen im Antholzer Tal von F. Becke. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien.

Literatur: G. Stache, Verhandl. geol. Reichsanst. 1872, p. 251. F. Teller, ebenda, 1882, p. 342. Die öfters behauptete Ähnlichkeit dieses Gesteins mit dem Gestein des Zillertaler Kernes hält bei genauerer Betrachtung nicht stich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Erwin Laufberger.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·9703 *g* gaben 0·0147 *g* H_2O, 0·7215 *g* SiO_2, 0·0274 *g* Fe_2O_3, 0·1417 *g* Al_2O_3, 0·0105 *g* CaO, 0·0162 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0058 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0250 *g* gaben 0·0936 *g* Alkalichloride und 0·1690 *g* K_2PtCl_6.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·492 *g* verbrauchten 1·25 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* = 0·0055 *g* FeO) entsprechend 0·00688 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·654 (Becke).

45. Granitgneis, Tauferer Schloßberg. Bildet ein vom Mühlwalder Tal quer durch das Ahrntal bei Taufers bis weit in das Reintal verfolgbares Lager in den Schiefergneisen nördlich des Tonalitkernes der Rieserferner. Gesammelt von F. Becke. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien.

Analyse ausgeführt von Walter Claar im Laboratorium E. Ludwig 1895.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 1·1351 *g* gaben 0·0179 *g* Wasser; *b)* 1·0613 *g* gaben 0·7763 *g* SiO_2, 0·1463 *g* Al_2O_3, 0·0267 *g* Fe_2O_3, 0·0201 *g* CaO, 0·0195 *g* $Mg_2P_2O_7$, entsprechend 0·0070 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·1100 *g* gaben 0·1268 *g* Alkalichloride und 0·2447 *g* K_2PtCl_6.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·6408 *g* verbrauchten 1·1 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* = 0·0055 *g* FeO) entsprechend 0·00605 *g* FeO.

IV. Kohlensäurebestimmung: 3·0137 *g* gaben 0·0182 *g* Kohlensäureanhydrid.

Spezifisches Gewicht 2·669 (Becke).

46. Flasriger Granitgneis (Augengneis). Hinter Winterstall, Venter Tal. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums in Zürich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·8200 *g* gaben 0·0108 *g* Wasser; *b)* 1·0136 *g* gaben 0·7315 *g* SiO_2, 0·0322 *g* Fe_2O_3, 0·1415 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0179 *g* CaO, 0·0300 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0108 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0041 *g* gaben 0·1121 *g* Alkalichloride und 0·1819 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0556 *g* KCl und 0·0565 *g* NaCl oder 0·0351 *g* K_2O und 0·0300 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5191 *g* verbrauchten 7·8 cm^3 Chamäleonlösung (1 $cm^3 = 0·001108$ *g* FeO) entsprechend 0·00864 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·692.

47. Diaphthoritischer Granitgneis. Kuppe W vom Kellerjoch bei Schwaz. Gesammelt von F. Becke. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien. Nr. 541.

Literatur: A. Pichler: Jahrbuch k. k. geol. Reichsanst. *18*, p. 45, 1868, *19*, p. 207, 1869.
F. E. Suess: Jahrbuch k. k. geol. Reichsanst. *44*, p. 629, 1894.
F. Ohnesorge: Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1908, p. 119.
F. Becke: Anzeiger der kais. Akad. d. Wiss. 1898, 20. Jänner. Mitt. der Wiener mineral. Gesellschaft, 19. April 1909. TMPM. *28*.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·9855 *g* gaben 0·0347 *g* Wasser; *b)* 1·5516 *g* gaben 1·1280 *g* SiO_2, Spur TiO_2, 0·0712 *g* Fe_2O_3, 0·2000 *g* Al_2O_3, 0·0137 *g* CaO, Spur MnO, 0·0431 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0155 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0392 *g* gaben 0·1239 *g* Alkalichloride und 0·1289 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0394 *g* KCl und 0·0845 *g* NaCl oder 0·0249 *g* K_2O und 0·0448 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 1·0150 *g* verbrauchten 4·1 cm^3 Chamäleonlösung (1 $cm^3 = 0·006686$ *g* FeO) entsprechend 0·0274 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·674 (Erben).

48. Schiefriger Biotit-Granitgneis. Ochsenbauch am Tschigat, Zieltal nördlich von Partschins im Vintschgau. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrog. Institut Polytechnikum Zürich. Verbreiteter Typus in der Tschigatmasse.

Analyse im Laboratorium E. Ludwig, ausgeführt von Wilhelm Weibel 1898.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·8240 *g* gaben 0·0107 *g* Wasser; *b)* 1·0182 *g* gaben 0·6879 SiO_2, 0·0489 *g* Fe_2O_3, 0·1800 *g* Al_2O_3, 0·0008 *g* TiO_2, Spur MnO, 0·0266 *g* CaO, 0·0492 *g* $Mg_3P_3O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0131 *g* gaben 0·0803 *g* Alkalichloride, 0·1205 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0368 KCl und 0·0435 *g* NaCl oder 0·0233 *g* K_2O und 0·0231 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5342 *g* verbrauchten 3·7 cm^3 Chamäleonlösung (1 $cm^3 = 0·00492$ *g* FeO) entsprechend 0·0182 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·72 (Grubenmann).

49. Biotit-Granitgneis. Aufhofen bei Bruneck. Hauptgesteinstypus am Südrand der Antholzer Granitgneismasse. Steinbrüche bei Aufhofen. Gesammelt von F. Becke 1894. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien. Vgl. die Angaben bei Nr. 44.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von A. Exner, 1896.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 1·0574 *g* gaben 0·0114 *g* Wasser; *b)* 1·0494 *g* gaben 0·7297 *g* SiO_2, 0·0536 *g* Fe_2O_3, 0·1550 *g* Al_2O_3, CaO 0·0224 *g*, $P_2O_7Mg_2$ 0·0332 *g* (0·012 *g* MgO). Spur MnO, Titansäure nicht nachweisbar.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·1092 *g* gaben 0·1332 *g* Alkalichloride und 0·2214 *g* K_2PtCl_6.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·6190 *g* verbrauchten 2·9 cm^3 Chamäleonlösung (1 $cm^3 = 0·0055$ *g* FeO).

Spezifisches Gewicht 2·722 (Becke).

50. Augengneis. Fuß der Hochedergruppe bei Silz im Inntal. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums in Zürich.

Anmerkung: Die Zurechnung dieses Gesteins zu den Intrusivgesteinen ist fraglich.

Analyse ausgeführt im chemischen Laboratorium von E. Ludwig von F. Erben und Wilhelm Weibel 1898.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 1·0187 *g* gaben 0·6915 *g* SiO_2, 0·0584 *g* Fe_2O_3, 0·1621 *g* Al_2O_3, 0·0004 *g* TiO_2, Spur MnO, 0·0213 *g* CaO, 0·0413 *g* $Mg_2P_2O_7$; *b)* 0·8193 *g* gaben 0·0124 *g* Wasser.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0094 *g* gaben 0·0896 *g* Alkalichloride, 0·1520 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0465 *g* KCl und 0·00431 *g* NaCl oder 0·0294 *g* K_2O und 0·0229 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5455 *g* verbrauchten 4·1 *g* Chamäleonlösung (1 $cm^3 = 0·00492$ *g* FeO) entsprechend 0·02017 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·71 (Grubenmann).

51. Körnigflasriger Granitgneis. Nord von Partschins, Hauptgestein der Tschigatmasse. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums in Zürich. (Vgl. 48.)

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Wilhelm Weibel 1898.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·8156 *g* gaben 0·0111 *g* Wasser; *b)* 0·9966 *g* gaben 0·6639 *g* SiO_2, 0·0530 *g* Fe_2O_3 0·1628 *g* Al_2O_3, 0·0007 *g* TiO_2, Spur MnO, 0·0239 *g* CaO, 0·0498 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9960 *g* gaben 0·0790 *g* Alkalichloride, 0·1328 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0406 *g* KCl, 0·0384 *g* NaCl oder 0·0257 *g* K_2O, 0·0204 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5388 *g* verbrauchten 3·9 cm^3 Chamäleonlösung (1 $cm^3 = 0·00492$ *g* FeO) entsprechend 0·0192 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·72 (Grubenmann).

52. Feinkörnige basische Konkretion im Granitgneis von Aufhofen (vgl. Nr. 49). Gesammelt von F. Becke. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien.

Analyse im Laboratorium E. Ludwig, ausgeführt von Karl Hödlmoser.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 1·0464 *g* gaben 0·0176 *g* Wasser, 0·7065 *g* SiO_2, 0·0039 *g* TiO_2, 0·0554 *g* Fe_2O_3, 0·1519 *g* Al_2O_3, 0·0301 *g* CaO, 0·0368 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0133 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0394 *g* gaben 0·1141 *g* Alkalichloride und 0·1531 *g* K_2PtCl_6.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·4949 *g* verbrauchten 2·85 cm^3 Chamäleonlösung (1 $cm^3 = 0·0055$ *g* FeO).

Spezifisches Gewich 2·782 (Becke).

53. Granodioritgneis. Acherkogel, Ötztal. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut im Polytechnikum Zürich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Wilhelm Weibel.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·9854 *g* gaben 0·6978 *g* SiO_2, 0·0380 *g* Fe_2O_3, 0·1522 *g* Al_2O_3, 0·0003 *g* TiO_2, Spur MnO, 0·0363 *g* CaO, 0·0345 *g* Mg_2P_2O7; *b)* 0·7712 *g* gaben 0·0097 *g* Wasser.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0036 *g* gaben 0·0623 *g* Alkalichloride und 0·0519 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0159 *g* KCl und 0·0464 *g* NaCl oder 0·0101 *g* K_2O und 0·0246 *g* Na_2O. Spur Li_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5261 *g* verbrauchten 2·8 cm^3 Chamäleonlösung (1 $cm^3 = 0·00492$ *g* FeO) entsprechend 0·01377 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·70 (Grubenmann).

54. Granodioritgneis, Engelwand, rechtes Ufer der Ötztaler Ache nördlich von Tumpen. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut im Polytechnikum in Zürich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Wilhelm Weibel 1898.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·8020 *g* gab 0·0082 *g* Wasser; *b)* 1·0029 *g* gaben 0·6847 *g* SiO_2, 0·0534 *g* Fe_2O_3, 0·1608 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0412 *g* CaO, 0·0483 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0381 *g* gaben 0·0837 *g* Alkalichloride und 0·1141 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0349 *g* KCl und 0·0488 *g* NaCl oder 0·0221 *g* K_2O und 0·0259 *g* Na_2O; kein Li_2O.

Tabelle
Alte

	39 [1] St. Leonhard	40 Wielenbach	41 [1] Umhausen	42 [1] Söldnerkogel	43 [1] St. Leonhard	44 Oberrasen	45 Tauferer Schloßberg	46 Winterstall
	Gewichtsprozentische Zusammensetzung.							
SiO_2	75·94	75·63	76·22	74·32	74·96	74·36	73·15	72·17
TiO_2	Sp.	Sp.			·10		Sp.	
Al_2O_3	13·87	12·53	13·10	14·55	13·88	14·60	13·78	13·96
Fe_2O_3	·81	·86	·74	·65	·92	1·26	1·47	1·33
FeO	·75	·51	1·25	1·28	1·12	1·40	·94	1·67
MnO	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
MgO	·24	·32	·28	·36	·44	·60	·66	1·07
CaO	·43	·56	·65	1·01	·92	1·08	1·89	1·77
Na_2O	3·39	1·72	2·58	1·91	2·75	2·18	2·49	2·99
K_2O	3·80	7·65	3·86	4·75	3·62	3·18	4·26	3·50
H_2O	·81	1·45	·95	1·29	1·44	1·51	1·58	1·32
CO_2	—	—	—	—	—	—	·60	—
	100·04	101·23	90·63	100·12	100·05	100·17	100·82	99·78
Sp. Gew.	2·67	2·676	2·656	2·656	2·68	2·654	2·669	2·692
	Molekularquotienten × 1000.							
SiO_2	1257	1252	1262	1232	1241	1231	1212	1196
TiO_2	—	—	—	—	1	—	—	—
$^1/_2Al_2O_3$	271	245	256	284	271	286	270	273
$^1/_2Fe_2O_3$	10	11	9	8	12	16	18	17
FeO	10	7	17	18	16	19	13	23
MgO	6	8	7	9	11	15	16	27
CaO	8	10	12	18	16	19	34	32
$^1/_2Na_2O$	109	56	83	62	89	70	80	97
$^1/_2K_2O$	81	162	82	101	78	68	91	74
CO_2	—	—	—	—	—	—	14	—

[1] Spur Li_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5375 *g* verbrauchten 3·8 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* = 0·00492 *g* FeO) entsprechend 0·01869 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht verschiedener Exemplare 2·74, 2·80 (Grubenmann).

III.

Intrusivgneise.

47 [1]	48	49	50	51	52 [2]	53 [1]	54	
Kellerjoch	Tschigat	Aufhofen	Silz	Partschins	Aufhofen bas. Konkr.	Acherkogel	Engelwand	
Gewichtsprozentische Zusammensetzung.								
71·55	67·56	69·53	67·89	66·61	67·52	70·85	68·27	SiO_2
Sp.	·08	—	·04	·07	·37	·03	—	TiO_2
12·28	17·69	14·77	15·91	16·34	14·52	15·44	15·92	Al_2O_3
1·41	1·02	2·24	1·64	1·37	1·77	·95	1·42	Fe_2O_3
2·70	3·41	2·58	3·69	3·56	3·17	2·62	3·48	FeO
—	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	MnO
·99	1·74	1·14	1·46	1·80	1·27	1·27	1·72	MgO
0·93	2·62	2·13	2·09	2·39	2·88	3·68	4·08	CaO
4·31	2·24	3·13	2·27	2·05	3·43	2·45	2·49	Na_2O
2·41	2·30	3·86	2·91	3·86	2·85	1·01	2·13	K_2O
3·52	1·30	1·08	1·51	1·36	1·68	1·23	1·02	H_2O
100·10	99·96	100·46	99·41	99·41	99·46	99·53	100·53	
2·674	2·72	2·722	2·71	2·72	2·782	2·70	2·77	Sp. Gew.
Molekularquotienten × 1000.								
1185	1119	1151	1123	1102	1118	1173	1130	SiO_2
—	1	—	1	1	5	·4	—	TiO_2
240	345	289	311	319	284	302	311	$^1/_2Al_2O_3$
18	13	28	21	17	22	12	18	$^1/_2Fe_2O_3$
38	47	36	51	50	44	36	48	FeO
25	43	28	36	45	31	31	43	MgO
17	47	38	37	43	52	66	73	CaO
139	72	101	73	66	111	79	80	$^1/_2Na_2O$
51	49	82	62	82	60	21	45	$^1/_2K_2O$
								CO_2

[2] Spur P_2O_5.

[1] Spur Li_2O.

Tabelle III. Alte Intrusiv-

	39 St. Leonhard	40 Wielenbach	41 Umhausen	42 Söldnerkogel	43 St. Leonhard	44 Oberrasen	45 Tauferer Schloßberg	46 Winterstall
				Metall-Atomprozentzahlen.				
Si	71·8	71·5	73·1	71·2	71·6	71·5	69·9	68·6
Al	15·5	14·0	14·8	16·4	15·7	16·6	15·5	15·7
Fe	1·2	1·0	1·5	1·5	1·6	2·0	1·9	2·4
Mg	·3	·4	·4	·5	·6	·9	·9	1·5
Ca	·4	·6	·7	1·0	·9	1·1	2·0	1·8
Na	6·2	3·2	4·8	3·6	5·1	4·1	4·6	5·6
K	4·6	9·3	4·7	5·8	4·4	3·9	5·2	4·4
Si	71·8	71·5	73·1	71·2	71·6	71·5	69·9	68·6
U	17·0	15·4	16·7	18·4	17·9	19·5	18·3	19·6
L	11·2	13·1	10·2	10·4	10·4	9·1	11·8	11·8
				Molekularprozente				
SiO_2	82·9	82·7	83·4	81·9	82·4	81·9	80·6	79·4
Al_2O_3	8·9	8·1	8·5	9·5	9·0	9·5	8·9	9·1
FeO	1·0	·8	1·4	1·5	1·4	1·8	1·5	2·0
MgO	·4	·5	·5	·6	·7	1·0	1·1	1·8
CaO	·5	·7	·8	1·2	1·1	1·3	2·2	2·1
Na_2O	3·6	1·8	2·7	2·0	2·9	2·3	2·7	3·2
K_2O	2·7	5·4	2·7	3·3	2·5	2·2	3·0	2·4
				Osann'sche Zahlen				
a	14·7	15·1	12·9	12·1	12·1	10·0	10·2	9·3
c	1·2	1·4	1·8	2·7	2·4	2·8	4·1	3·5
f	4·1	3·5	5·3	5·2	5·5	7·2	5·7	7·2
T	2·1	0·2	2·3	3·0	2·5	3·7	1·0	1·4
a'	15·7	15·2	14·4	14·0	13·7	12·8	11·1	10·3
c'	1·0	1·4	1·4	2·0	1·9	2·0	3·7	3·1
f'	3·3	3·4	4·2	4·0	4·4	5·2	5·2	6·6
a_0	9·0	9·05	8·54	8·21	8·23	7·57	7·47	7·26
c_0	·4	·42	·60	·91	·82	1·06	1·48	1·34
f_0	·6	·53	·86	·88	·95	1·37	1·05	1·40
a'_0	9·2	9·08	8·92	8·75	8·71	8·48	7·78	7·64
c'_0	·3	·40	·44	·64	·60	·66	1·30	1·15
f'_0	·5	·52	·64	·61	·69	·86	·92	1·21
k	2·06	1·80	2·29	2·21	2·19	2·45	1·67	1·86
Q	39	33·4	42·8	40·7	40·6	44	29·2	33·4
Or	41	71	46	56	42	43	44	37
Ab	55	25	47	34	49	45	39	48
An	4	4	7	10	9	12	17	15
	(7)	(15)	(12)	(23)	(16)	(22)	(30)	(25)
An beob.	5	2	3—9	5—10	6·5	8—10	3	—

gneise (Fortsetzung).

47 Kellerjoch	48 Tschigat	49 Aufhofen	50 Silz	51 Partschins	52 Aufhofen bas. Konkr.	53 Acherkogel	54 Engelwand	
Metall-Atomprozentzahlen.								
69·2	64·5	65·6	65·6	64·0	64·9	68·3	64·6	Si
14·0	19·9	16·5	18·1	18·5	16·6	17·5	17·8	Al
3·2	3·4	3·6	4·2	3·9	3·8	2·8	3·8	Fe
1·4	2·5	1·6	2·1	2·6	1·8	1·8	2·4	Mg
1·0	2·7	2·2	2·2	2·5	3·0	3·8	4·2	Ca
8·1	4·2	5·8	4·3	3·8	6·4	4·6	4·6	Na
3·0	2·8	4·7	3·6	4·7	3·5	1·2	2·6	K
69·2	64·5	65·6	65·6	64·0	64·9	68·3	64·6	Si
18·6	25·8	21·7	24·4	25·0	22·2	22·1	24·0	U
12·1	9·7	12·7	10·1	11·0	12·9	9·6	11·4	L
Molekularprozente.								
79·7	74·9	76·6	75·8	74·4	75·4	77·5	74·3	SiO_2
8·1	11·5	9·6	10·5	10·8	9·5	10·0	10·2	Al_2O_3
3·1	3·6	3·3	4·2	3·9	3·7	2·8	3·8	FeO
1·6	2·9	1·9	2·4	3·0	2·1	2·1	2·8	MgO
1·1	3·1	2·5	2·5	2·9	3·5	4·3	4·8	CaO
4·7	2·4	3·4	2·5	2·2	3·7	2·6	2·6	Na_2O
1·7	1·6	2·7	2·1	2·8	2·0	·7	1·5	K_2O
Osann'sche Zahlen.								
9·9	5·7	8·3	6·3	6·5	7·3	5·1	5·1	*a*
1·7	4·5	3·4	3·5	3·8	4·4	6·7	6·0	*c*
8·4	9·8	8·3	10·2	9·7	8·3	8·2	8·9	*f*
0·6	4·4	1·0	3·4	2·9	0·3	2·4	1·3	T
10·4	9·1	9·0	9·0	8·6	7·5	7·4	6·3	*a'*
1·6	3·4	3·2	2·8	3·2	4·3	5·7	5·5	*c'*
8·0	7·5	7·8	8·2	8·2	8·2	6·9	8·2	*f'*
7·71	5·51	6·86	5·96	6·01	6·45	4·89	4·97	a_0
·67	2·13	1·42	1·65	1·74	1·94	3·18	2·88	c_0
1·62	2·36	1·72	2·39	2·25	1·61	1·93	2·15	f_0
7·86	7·19	7·17	7·15	7·04	6·62	6·18	5·67	a'_0
·63	1·34	1·28	1·13	1·29	1·85	2·38	2·48	c'_0
1·51	1·47	1·55	1·72	1·67	1·53	1·44	1·85	f'_0
1·74	2·00	1·61	1·92	1·73	1·57	1·45	1·80	k
30·3	33·7	26·2	32·4	27·8	24·4	21·9	30·0	Q
25	29	37	36	43	27	13	23	Or
67	43	46	42	35	50	47	40	Ab
8	28	17	22	22	23	40	37	An
(11)	(39)	(27)	(34)	(39)	(32)	(45)	(48)	
7—5—6	21—24	27—30	22—28	15—25	24½—31	21—28	27—30	

IV a. Grünschiefer aus der Hülle des Zentralgneises.

55. Biotitreicher Grünschiefer. Kleinklausenklamm bei Steinhaus im Ahrntal, Einlagerung im Kalkglimmerschiefer ziemlich nahe der Grenze des Zentralgneises (Zillertaler Kern). Gesammelt von Becke 1895. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·7998 *g* gaben 0·0168 *g* Wasser; *b)* 1·0903 *g* haben 0·4956 *g* SiO_2, 0·0013 *g* TiO_2, 0·1683 *g* Fe_2O_3, 0·1969 *g* Al_2O_3, 0·0993 *g* CaO, 0·0965 *g* $Mg_2P_2O_7$, entsprechend 0·0384 *g* MgO.

II. Aufschließung in Flußsäure: 1·0809 *g* 0·1019 *g* gaben Alkalichloride und 0·0879 *g* K_2PtCl_6, entsprechend 0·0269 *g* KCl und 0·0750 *g* NaCl oder 0·0170 *g* K_2O und 0·0398 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·6316 *g* verbrauchten 2·45 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* = 0·00815 *g* FeO), entsprechend 0·0200 *g* FeO.

IV. Kohlensäurebestimmung: 1·1182 *g* gaben 0·0212 *g* CO_2.

Spezifisches Gewicht 3·004 (Becke).

56. Chloritischer Grünschiefer. Geiselkopf, Einlagerung im Kalkglimmerschiefer. S vom Mallnitzer Tauern. Gesammelt von F. Berwerth 1893. Handstück im naturhistorischen Hofmuseum.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Walter Clar.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·9923 *g* gaben 0·0364 *g* Wasser; *b)* 1·0315 *g* gaben 0·4947 *g* SiO_2, 0·0910 *g* Fe_2O_3, 0·1895 *g* Al_2O_3, MnO Spur, 0·1109 *g* CaO, 0·2283 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0805 *g* 0·0690 *g* gaben Chloralkalien, 0·0121 *g* K_2PtCl_6, entsprechend 0·0037 *g* KCl und 0·0653 *g* NaCl oder 0·0023 *g* K_2O und 0·0346 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·4964 *g* verbrauchten 3·0 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* = 0·007017 *g* FeO), entsprechend 0·02105 *g* FeO.

IV. Kohlensäurebestimmung: 2·0275 *g* gaben 0·0200 *g* CO_2.

Spezifisches Gewicht 2·963 (Berwerth).

57. Chloritreicher Grünschiefer. Muntanitzscharte; südlich von Mallnitz. Einlagerung im Kalkglimmerschiefer. Gesammelt von F. Berwerth 1893. Handstück im naturhistorischen Hofmuseum.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Karl Hödlmoser.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 1·0232 *g* gaben 0·0289 *g* Wasser; *b)* 0·9743 *g* gaben 0·4715 *g* SiO_2, 0·1393 *g* Al_2O_3, 0·1114 *g* Fe_2O_3, 0·1073 *g* CaO, 0·1913 *g* $Mg_2P_2O_7$, entsprechend 0·0688 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0833 *g* gaben 0·0743 *g* Chloralkalien und 0·0415 *g* K_2PtCl_6, entsprechend 0·008 *g* K_2O und 0·032 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5501 *g* verbrauchten 5·5 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* = 0·00573 *g* FeO) entsprechend 0·03152 *g* FeO.

IV. Kohlensäurebestimmung: 1 9833 *g* gaben 0·0295 *g* CO_2.

Spezifisches Gewicht 2·985 (Berwerth).

58. Grünschiefer. Mallnitzschlucht, oberer Schluchtweg. Gesammelt von F. Berwerth. Handstück im naturhistorischen Hofmuseum. Nr. 149. Hornblendereich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Walter Clar und Theodor Panzer.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 1·0635 *g* gaben 0·0177 *g* Wasser; *b)* 0·9582 *g* gaben 0·4665 *g* SiO_2, 0·1217 *g* Fe_2O_3, 0·1397 *g* Al_2O_3, Mn O Spur, 0·1251 *g* Ca O, 0·1657 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0869 *g* gaben 0·0603 *g* Alkalichloride und 0·0151 *g* K_2PtCl_6, entsprechend 0·0046 *g* K Cl und 0·0557 *g* Na Cl oder 0·0029 *g* K_2O und 0·0295 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·6004 *g* verbrauchten 5·6 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* = 0·00573 *g* Fe O), entsprechend 0·0321 *g* Fe O.

IV. Kohlensäurebestimmung: 2·0666 *g* gaben 0·0349 *g* CO_2.

IV b. Amphibolite und Eklogite des Ötztales.

59. Amphibolit. Längenfeld, Ötztal. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums Zürich.

Analyse aus dem Laboratorium E. Ludwig, ausgeführt von F. Erben 1898.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·7809 *g* gaben 0·0085 *g* Wasser; *b)* 0·9233 *g* gaben 0·5186 *g* SiO_2, 0·1490 *g* Fe_2O_3, 0·1258 *g* Al_2O_3, Spur Mn O, 0·0602 *g* Ca O, 0·0880 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9836 *g* gaben 0·0702 *g* Alkalichloride und 0·0424 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0129 *g* K Cl und 0·0573 *g* Na Cl oder 0·0082 *g* K_2O und 0·0304 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5370 *g* verbrauchten 6·25 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* = 0·006709 *g* Fe O) entsprechend 0·04193 *g* Fe O.

Spezifisches Gewicht 3·09 (Grubenmann).

60. Eklogit. Höfers, Neusölden, Ötztal. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums Zürich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben 1898.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·7028 *g* gaben 0·0208 *g* H_2O; *b)* 0·9827 *g* gaben 0·4807 *g* SiO_2, 0·1745 *g* Fe_2O_3, 0·1316 *g* Al_2O_3, 0·0772 *g* Ca O, 0·2235 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0068 *g* gaben 0·0555 *g* Alkalichloride und 0·0057 *g* K_2PtCl_6, entsprechend 0·0017 *g* K Cl und 0·0538 *g* Na Cl oder 0·0011 *g* K_2O und 0·0285 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5430 *g* verbrauchten 9·6 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* = 0·006709 *g* Fe O), entsprechend 0·06441 *g* Fe O.

Spezifisches Gewicht 3·31 (Grubenmann).

61. Amphibolit. Umhausen, Ötztal. Einlagerung im Schiefergneis. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstücke im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums Zürich.

Analyse aus dem Laboratorium E. Ludwig, ausgeführt von F. Erben 1898.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·8329 *g* gaben 0·0163 *g* Wasser; *b)* 1·0083 *g* gaben 0·4986 *g* SiO_2, 0·1501 *g* Fe_2O_3, 0·1402 *g* Al_2O_3, Spur Mn O, 0·0989 *g* Ca O, 0·1973 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0582 *g* gaben 0·0479 *g* Alkalichloride, 0·0073 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0022 *g* K Cl und 0·0457 *g* Na Cl oder 0·0014 *g* K_2O und 0·0242 *g* Na_2O.

III. Kohlensäurebestimmung: 0·9710 *g* gaben 0·0200 *g* CO_2.

IV. Eisenoxydulbestimmung: 0·5565 *g* verbrauchten 6·0 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* = 0·006709 *g* Fe O) entsprechend 0·04025 *g* Fe O.

Spezifisches Gewicht 3·13 (Grubenmann).

Tabelle IV.

Basische Gesteine.

	Grünschiefer				Amphibolit	Eklogit	Amphibolit
	55 Steinhaus [1,2]	56 Geiselkopf [1]	57 Muntanitz [1,2]	58 Mallnitz [1]	59 Längenfeld [1]	60 Neusölden	61 Umhausen [1]
Gewichtsprozente.							
SiO_2	45·46	47·96	48·39	48·68	56·17	48·91	49·46
TiO_2	·12		Sp.			Sp.	
Al_2O_3	18·06	18·37	14·30	14·58	13·62	13·39	13·91
Fe_2O_3	11·93	4·12	5·06	6·76	7·46	4·57	6·86
FeO	3·16	4·24	5·73	5·35	7·81	11·86	7·23
MgO	3·19	7·97	7·06	6·23	3·43	8·19	6·90
CaO	9·11	10·97	11·01	13·06	6·52	7·85	9·81
Na_2O	3·68	3·20	2·94	2·72	3·09	2·83	2·29
K_2O	1·57	·22	·75	·26	·83	·11	·14
H_2O	2·10	3·66	2·82	1·67	1·09	2·96	1·96
CO_2	1·90	·99	1·49	1·69			2·06
	100·28	101·48	99·55	101·00	100·02	100·67	100·62
Spez. G.	3·004	2·963	2·985		3·09	3·31	3·13
Molekularquotienten × 1000.							
SiO_2	752	795	802	807	930	811	819
TiO_2	1						
$^1/_2Al_2O_3$	353	359	279	285	266	262	272
$^1/_2Fe_2O_3$	149	52	63	85	93	57	86
FeO	44	59	80	74	108	165	100
MgO	79	197	174	154	85	203	171
CaO	163	192	197	233	116	140	175
$^1/_2Na_2O$	119	103	95	88	99	91	74
$^1/_2K_2O$	33	5	16	6	18	2	3
CO_2	43	23	34	38			47
Metallatomprozentzahlen.							
Si	44·5	45·1	47·0	46·6	54·1	46·9	48·2
Al	20·9	20·4	16·4	16·5	15·6	15·1	16·0
Fe	11·4	6·2	8·4	9·2	11·7	12·8	11·0
Mg	4·7	11·3	10·2	8·9	5·0	11·7	10·0
Ca	9·6	10·9	11·5	13·5	6·8	8·1	10·3
Na	7·0	5·8	5·6	5·0	5·8	5·3	4·3
K	2·0	·3	·9	·3	1·0	·1	·2

[1] Spur Mn.

[2] Spur Li.

	Grünschiefer				Amphibolit	Eklogit	Amphibolit
	55 Steinhaus	56 Geiselkopf	57 Muntanitz	58 Mallnitz	59 Längenfeld	60 Neusölden	61 Umhausen
	Molekularprozente						
SiO_2	52·2	52·0	53·1	52·3	61·0	52·5	53·6
Al_2O_3	12·2	11·7	9·3	9·2	8·7	8·5	8·9
FeO	13·5	7·2	9·5	10·3	13·2	13·7	12·3
MgO	5·5	12·9	11·6	10·1	5·6	13·2	11·2
CaO	11·3	12·6	13·0	15·1	7·6	9·1	11·5
Na_2O	4·1	3·4	3·1	2·8	3·3	2·9	2·4
K_2O	1·2	·2	·5	·2	·6	·1	·1
	Osann'sche Zahlen						
a	3·30	1·95	1·9	1·6	2·5	1·5	1·4
c	4·35	4·56	3·0	3·2	3·3	2·8	3·4
f	12·35	13·49	15·1	15·2	14·2	15·7	15·2
a_0	3·86	2·56	2·70	2·25	3·30	2·26	1·96
c_0	2·54	3·00	2·06	2·32	2·10	2·04	2·50
f_0	3·60	4·44	5·24	5·43	4·60	5·70	5·54
Si	44·5	45·1	47·0	46·6	54·1	47·1	48·2
U	37·0	37·9	35·0	34·6	32·3	39·3	37·0
L	18·6	17·0	18·0	18·8	13·6	13·5	14·8
Or	13	2	8	3	9	1	2
Ab	47	44	49	46	52	51	42
An	40 (46)	54 (55)	43 (47)	51 (53)	39 (43)	48 (48)	56 (57)
k	0·80	0·84	0·86	0·88	1·12	0·88	0·95
Q					6·1		

V. Schiefer.

62. Biotithaltiger Schiefergneis, bei dem Dorfe Unterried bei Längenfeld, Ötztal. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums in Zürich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Emil Zdarek.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·9356 *g* gaben 0·0029 *g* Wasser; *b)* 0·9946 *g* gaben 0·7165 *g* SiO_2, 0·0015 *g* TiO_2, 0·0509 *g* Fe_2O_3, 0·1422 *g* Al_2O_3, sehr starke Spur MnO, 0·0381 *g* CaO, 0·0379 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0136 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9984 *g* gaben 0·0850 *g* Alkalichloride und 0·0883 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0270 *g* KCl und 0·0580 *g* NaCl oder 0·0170 *g* K_2O und 0·0308 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·4683 *g* verbrauchten 1·85 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·00665 *g* FeO) entsprechend 0·01230 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht verschiedener Stücke: 2·69, 2·74 (Grubenmann).

63. Glimmerschiefer. Achenbach bei Tumpen im Ötztal. Gesammelt von U. Grubenmann Handstück im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums in Zürich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Emil Zdarek.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·9357 *g* gaben 0·0280 *g* Wasser; *b)* 0·9982 *g* gaben 0·6743 *g* SiO_2, 0·0092 *g* TiO_2, 0·0682 *g* Fe_2O_3, 0·1554 *g* Al_2O_3, 0·0113 *g* CaO, starke Spur MnO, 0·0494 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0178 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0095 *g* gaben 0·0635 *g* Alkalichloride, 0·1423 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0435 *g* KCl und 0·0200 *g* NaCl oder 0·0275 *g* K_2O und 0·0106 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·4463 *g* verbrauchten 2·5 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·00665 *g* FeO) entsprechend 0·01663 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·818 (Zdarek).

64. Schiefergneis. Amberg, unteres Ötztal. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums in Zürich.

Analyse aus dem Laboratorium E. Ludwig, ausgeführt von E. Zdarek.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·9877 *g* gaben 0·0176 *g* Wasser; *b)* 0·9814 *g* gaben 0·6710 *g* SiO_2, 0·0016 *g* TiO_2, 0·0543 *g* Fe_2O_3, 0·1491 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0267 *g* CaO, 0·0365 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0130 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9814 *g* gaben 0·1015 *g* Alkalichloride, 0·1680 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0514 *g* KCl und 0·0501 *g* NaCl vder 0·0324 *g* K_2O und 0·0209 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·3680 *g* verbrauchten 1·9 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·006664 *g* FeO) entsprechend 0·0126 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·71 (Grubenmann).

65. Grauer Schiefergneis. Töll bei Meran. Nebengestein der Tonalitporphyritgänge vom Egardbad. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums in Zürich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von E. Zdarek.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·9229 *g* gaben 0·0247 *g* Wasser; *b)* 0·9962 *g* gaben 0·6110 *g* SiO_2, 0·0010 *g* TiO_2, 0·0774 *g* F_2O_3, 0·1876 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0223 *g* CaO, 0·0543 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0196 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0015 *g* gaben 0·0870 *g* Alkalichloride und 0·1303 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0401 *g* KCl und 0·0469 *g* NaCl oder 0·0253 *g* K_2O und 0·0209 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5267 *g* verbrauchten 4·2 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·00664 *g* FeO) entsprechend 0·0279 *g* FeO.

Spur C.

Spezifisches Gewicht verschiedener Stücke: 2·74, 2·76 (Grubenmann).

66. Muscovitschiefer. Stettiner Hütte, Südabhang der Hochwilde. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums in Zürich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von E. Zdarek.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·9643 *g* gaben 0·0325 *g* Wasser; *b)* 0·9842 *g* gaben 0·5336 *g* SiO_2, 0·0012 *g* TiO_2, 0·0990 *g* Fe_2O_3, 0·2454 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0058 *g* CaO, 0·0653 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0235 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9898 *g* gaben 0·0752 *g* Alkalichloride, 0·1718 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0528 *g* KCl und 0·0224 *g* NaCl oder 0·0332 *g* K_2O und 0·0120 *g* Na_2O. Minimale Spur Li_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5414 *g* verbrauchten 4·1 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·00664 *g* FeO) entsprechend 0·02722 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·89 (Grubenmann).

67. Granatführender Glimmerschiefer. Hirschbrunn, am SO-Fuße des Sambock bei Bruneck. Das Schiefergestein, welches südlich den Antholzer Granitgneis begrenzt und flach unter ihn einfällt. Gesammelt 1894 von F. Becke, Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien.

Analyse aus dem Laboratorium von E. Ludwig, ausgeführt von Theodor Panzer.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·9701 *g* gaben 0·0328 *g* Wasser; *b)* 0·9917 *g* gaben 0·5540 *g* SiO_2, 0·0022 *g* TiO_2, 0·0954 *g* Fe_2O_3, 0·2130 *g* Al_2O_3, 0·0140 *g* CaO und 0·0805 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·029 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9141 *g* gaben 0·0768 *g* Alkalichloride und 0·1757 *g* K_2PtCl_6.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·4763 *g* verbrauchten 5·2 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·005463 *g* FeO).

Spur MnO, Li_2O.

68. Muscovitreicher Schiefergneis vom Mühlbacherjöchl, östlich vom unteren Ahrntal; aus dem Gebiete altkrystallinen Glimmerschiefers zwischen dem Tonalitkern der Rieserferner und dem Antholzer Granitgneis. Gesammelt von F. Becke. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Dr. R. v. Zeynek und Rob. Dehne.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·9290 *g* gaben 0·0389 *g* Wasser, 0·4578 *g* SiO_2, 0·0943 *g* Fe_2O_3, 0·2245 *g* Al_2O_3, MnO Spur, 0·0104 *g* CaO, 0·1154 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0278 *g* gaben 0·1183 *g* Alkalichloride und 0·2525 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0772 *g* KCl und 0·0411 *g* NaCl oder 0·0488 *g* K_2O und 0·0218 *g* NaCl.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·4828 *g* verbrauchten 5·1 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* = 0·005463 *g* FeO) entsprechend 5·78% FeO.

69. Schwarzer granatführender Glimmerschiefer. Himmelreich, Schneeberg i. Passeier. Gesammelt von U. Grubenmann, Handstück im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums in Zürich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von E. Zdarek.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·9990 *g* gaben 0·0223 *g* Wasser; *b)* 0·9885 *g* gaben 0·5345 *g* SiO_2, 0·0015 *g* TiO_2, 0·0489 *g* Fe_2O_3, 0·2932 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0104 *g* CaO, 0·0180 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0065 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9793 *g* gaben 0·0814 *g* Alkalichloride und 0·1768 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0541 *g* KCl und 0·0273 *g* NaCl oder 0·0341 *g* K_2O und 0·0145 *g* Na_2O. Li_2O starke Spur.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5431 *g* verbrauchten 1·6 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* = 0·00664 *g* FeO) entsprechend 0·01062 *g* FeO.

IV. Kohlenstoffbestimmung: 0·9502 *g* gaben 0·0708 *g* CO_2 entsprechend 0·0193 *g* C.

Spezifisches Gewicht 2·87 (Grubenmann).

70. Biotitschiefer. Schwärzenkamm, südlich der Karlsruher Hütte, Steinerner Tisch, Ötztaler Alpen. Gesammelt von U. Grubenmann. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut des Polytechnikums in Zürich.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Emil Zdarek.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·9312 *g* gaben 0·0414 *g* Wasser; *b)* 0·9976 *g* gaben 0·6132 *g* SiO_3 0·0012 *g* TiO_2, 0·0970 *g* Fe_2O_3, 0·1480 *g* Al_2O_3, kein MnO, 0·0145 *g* CaO, 0·1036 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0373 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9905 *g* gaben 0·0829 *g* Alkalichloride und 0·1437 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0439 *g* KCl und 0·0390 *g* NaCl oder 0·0277 *g* K_2O und 0·0207 *g* Na_2O; kein Li.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·4409 *g* verbrauchten 3·85 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* = 0·00665 *g* FeO) entsprechend 0·02560 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 3·292 (Zdarek).

71. Granat-Glimmerschiefer (Porphyroblasten von hellrotem Almandin in lichtem muscovitreichen Grundgewebe). Kolm-Saigurn, Schlucht, in der der Abfluß des Goldberggletschers herabkommt. Gesammelt von F. Berwerth 1895. Handstück im k. k. naturhistorischen Hofmuseum. In der unteren Schieferhülle des Zentralgneises verbreiteter Typus, meist dicht am Zentralgneis.

Analysen aus dem Laboratorium von E. Ludwig:

A. ausgeführt von Theodor Panzer:

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 1·1092 *g* gaben 0·0508 *g* Wasser; *b)* 1·0479 *g* gaben 0·5167 *g* SiO_2 0·1107 *g* Fe_2O_3, 0·2950 *g* Al_2O_3, Mn Spur, 0·0048 *g* CaO, 0·0569 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0338 *g* gaben 0·0815 *g* Alkalichloride, 0·2323 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0713 *g* KCl und 0·0102 *g* NaCl oder 0·0451 *g* K_2O und 0·0054 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·4206 *g* verbrauchen 3·3 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·005731 *g* FeO) entsprechend 0·0189 *g* FeO.

B. ausgeführt von Walter Clar:

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·8508 *g* gaben 0·0351 *g* Wasser; *b)* 0·9172 *g* gaben 0·4598 *g* SiO_2; *c)* 1·0286 *g* gaben 0·1125 *g* Fe_2O_3, 0·2788 *g* Al_2O_3, MnO Spur, 0·0048 *g* CaO, 0·0615 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0345 *g* gaben 0·0819 *g* Alkalichloride, 0·2304 *g* K_2PtCl_6, entsprechend 0·0704 *g* KCl, 0·0115 *g* NaCl oder 0·0445 *g* K_2O und 0·0061 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5362 *g* verbrauchten 4·00 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·007017 *g* FeO) entsprechend 0·02807 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·964 (Berwerth). Die Tabelle gibt das Mittel der Analysen *A und B.*

72. Aschgrauer feinschuppiger Glimmerschiefer mit Biotit im Grundgewebe. Rechtes Ufer des Seebachtales bei Mallnitz, bei der Mündung des Weißenbaches. Gesammelt von F. Berwerth 1894. Handstück in der mineralog.-petrogr. Abteilung des naturhistorischen Hofmuseums.

In der unteren Stufe der Schieferhülle sehr verbreiteter Typus; schuppige Struktur. Neben Biotit Muscovit und Quarz viel Plagioklas, auch kleine Granatkörner, die aber erst im Dünnschliff sichtbar werden. »Seebachtypus«.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Karl Hödlmoser.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 1·0967 *g* gaben 0·7376 *g* SiO_2, 0·1607 *g* Al_2O_3, 0·0758 *g* Fe_2O_3, 0·0235 *g* CaO, 0·0626 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0226 *g* MgO; *b)* 1·0085 *g* gaben 0·0141 *g* Wasser.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0532 *g* gaben 0·0854 *g* Alkalichloride, 0·0882 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0171 *g* K_2O und 0·031 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5031 *g* verbrauchten 3·8 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·005731 *g* FeO) entsprechend 0·0278 *g* FeO.

IV. Kohlenstoffbestimmung: 1·0702 *g* gaben 0·0148 *g* CO_2 entsprechend 0·004 *g* C.

73. Glimmerschiefer mit muscovitischem Grundgewebe und Porphyroblasten von Klinochlor. Aus der Woigstenzunge, Schieferhülle des Zentralgneises, untere Stufe, bei den Bosamerhütten NW von Mallnitz. Ein in der unteren Stufe der Schieferhülle weit verbreiteter Typus von hellen Glimmerschiefern. Statt der Porphyroblasten von Klinochlor kommen auch solche von Biotit vor.

»Bosamertypus« des Glimmerschiefers. Gesammelt von F. Berwerth. Handstück im k. k. naturhistorischen Hofmuseum. Nr. 268.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Th. Panzer.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 1·0073 *g* gaben 0·0262 *g* Wasser; *b)* 1·0288 *g* gaben 0·6519 *g* SiO_2, minimale Spur TiO_2, 0·0800 *g* Fe_2O_3, 0·1931 *g* Al_2O_3, MnO Spur, 0·0075 *g* CaO, 0·0451 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0284 *g* gaben 0·1097 *g* Alkalichloride und 0·1921 *g* K_2PtCl_6, entsprechend 0·0590 *g* KCl und 0·0507 *g* NaCl oder 0·0373 *g* K_2O und 0·0269 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·4913 *g* verbrauchten 1·2 cm^3 Chamäleonlösung (1 cm^3 = 0·005731 *g* FeO) entsprechend 0·0069 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·827 (Berwerth).

74. Lichter Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Albit. Felsgehänge im Großarltal beim Seegut, im Hangenden der Kalklager. Gesammelt von F. Becke. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien. Nr. 1018. Verbreiteter Gesteinstypus in der unteren Stufe der Schieferhülle. »Arltypus«.

Analyse aus dem Laboratorium von M. Dittrich, ausgeführt 1911.

Spezifisches Gewicht 2·801 (Becke).

75. Grober Hornblendegarbenschiefer mit muscovitischem Grundgewebe. Greinerscholle, Reischbergkar, westlich vom Großen Greiner, Schlegeistal. Gesammelt von F. Becke. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien. Nr. 611.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Emil Zdarek.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·7467 *g* gaben 0·0208 *g* Wasser; *b)* 1·0030 *g* gaben 0·6219 *g* SiO_2, 0·0024 *g* TiO_2, 0·0857 *g* Fe_2O_3, 0·1661 *g* Al_2O_3, MnO starke Spur, 0·0409 *g* CaO, 0·0680 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0245 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0200 *g* gaben 0·0613 *g* Alkalichloride, 0·1057 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0323 *g* KCl und 0·0290 *g* NaCl oder 0·0204 *g* K_2O und 0·0154 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5432 *g* verbrauchten 3·9 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* = 0·00665 *g* FeO), entsprechend 0·02594 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·861 (Zdarek).

76. Feinkörniger Garbenschiefer mit albitischem Grundgewebe. Greinerscholle, Reischbergkar, westlich vom Großen Greiner, Schlegeistal. Gesammelt von F. Becke. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien, Nr. 610. Enthält in einem Grundgewebe von feinkörnigem Feldspat Amphibolprismen und Granatkrystalle.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Emil Zdarek.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·9305 *g* gaben 0·0106 *g* Wasser; *b)* 0·9885 *g* gaben 0·6321 *g* SiO_2, 0·0042 *g* TiO_2, 0·0795 *g* Fe_2O_3, 0·1603 *g* Al_2O_3, starke Spur MnO, 0·0398 *g* CaO, 0·0757 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0273 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9965 *g* gaben 0·0605 *g* Alkalichloride und 0·0277 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0085 *g* KCl und 0·0520 *g* NaCl oder 0·0053 *g* K_2O und 0·0276 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·6047 *g* verbrauchten 3·95 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* = 0·00665 *g* FeO) entsprechend 0·02627 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 3·278 (Zdarek).

77. Kalkglimmerschiefer. Zechnerfall, Mallnitzschlucht zwischen Mallnitz und Obervellach. Gesammelt von F. Berwerth. Handstück im naturhistorischen Hofmuseum.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von Walter Clar.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 1·0302 *g* gaben 0·0071 *g* Wasser; *b)* 1·0301 *g* gaben 0·8870 *g* SiO_2, 0·0084 *g* Fe_2O_3, 0·0404 *g* Al_2O_3, MnO Spur, 0·0360 *g* CaO, 0·0394 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Aufschließung in Flußsäure: 1·0822 *g* gaben 0·0333 *g* Chloralkalien, 0·0842 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0257 *g* KCl und 0·0076 *g* NaCl oder 0·0163 *g* K_2O und 0·0040 *g* Na_2O. Li_2O Spur.

III. Aufschließung mit Flußsäure (Eisenoxydulbestimmung): 0·5256 *g* verbrauchten 0·2 *cm³* Chamäleonlösung (1 *cm³* gleich 0·007017 *g* FeO) entsprechend 0·0014 *g* FeO.

IV. Kohlensäurebestimmung: 0·9335 *g* gaben 0·0298 *g* Kohlensäureanhydrid mit einer Spur Schwefelwasserstoff.

Spezifisches Gewicht 2·718 (Berwerth).

78. Grauwackengneis. Hippacher Weg bei Mayrhofen, am Fuß des Nieder; Hangendes des Hochstegenkalkes, im Liegenden der höheren Kalklager und der Sericitquarzite. Bräunlichgraues, anscheinend geschichtetes Gestein, mit größeren Körnern von Quarz, Feldspat (teils Mikroklin, teils Albit) in einem feinkörnigen, aus Quarz, Feldspat, Biolit und Muscovit bestehenden Grundgewebe. Gesammelt von F. Becke. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien.

Spezifisches Gewicht 2·718 (Berwerth).

Analyse aus dem Laboratorium E. Ludwig, ausgeführt von F. Erben.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·7615 *g* gaben 0·0086 *g* Wasser; *b)* 1·0882 *g* gaben 0·7798 *g* SiO_2, 0·0401 *g* Fe_2O_3, 0·1528 *g* Al_2O_3, 0·0154 *g* CaO, 0·0194 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0070 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure. 1·0349 *g* gaben 0·1253 *g* Alkalichloride und 0·1440 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0440 *g* KCl und 0·0793 *g* NaCl oder 0·0278 *g* K_2O und 0·0421 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·5072 *g* verbrauchten 1·65 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·00815 *g* FeO) entsprechend 0·0216 *g* FeO.

IV. Kohlensäurebestimmung: 1·5076 *g* gaben 0·0129 *g* CO_2.

Spezifisches Gewicht 2·690 (Erben).

79. Biotithaltiger Phyllit. Unteres Zillertal, Felsanbrüche am linken Ufer S von Schlitters. Gesammelt von F. Becke. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien Nr. 310.

Analyse ausgeführt im Laboratorium E. Ludwig von F. Erben.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·8240 *g* gaben 0·0361 *g* Wasser; *b)* 1·0436 *g* gaben 0·6755 *g* SiO_2, Spur TiO_2, 0·0658 *g* Fe_2O_3, 0·1618 *g* Al_2O_3, Spur MnO, 0·0255 *g* CaO, 0·0606 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0218 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0931 *g* gaben 0·0940 *g* Alkalichloride und 0·1456 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0445 *g* KCl und 0·0542 *g* NaCl oder 0·0281 *g* K_2O und 0·0288 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·7282 *g* verbrauchten 3·4 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·00669 *g* FeO) entsprechend 0·0227 *g* FeO.

IV. Kohlenstoffnachweis; 7·5 *g* gaben, mit Flußsäure behandelt, einen geringen schwarzen Rückstand, der, im Sauerstoffstrom verbrannt, in Barytwasser deutliche Trübung hervorrief. Quantitativ nicht bestimmbar.

Spezifisches Gewicht 2·718 (Erben).

80. Sericitschiefer. Unmittelbar Hangendes des porphyrartigen Granitgneises, Liegendes des Hochstegenkalkes am Hochsteg bei Mayrhofen, Zillertal. Gesammelt von F. Becke. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien. Nr. 867.

Analyse aus dem Laboratorium E. Ludwig ausgeführt von F. Erben.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: *a)* 0·6728 *g* gaben 0·0168 *g* Wasser; *b)* 1·0068 *g* gaben 0·7371 *g* SiO_2, 0·0367 *g* Fe_2O_3, 0·1711 *g* Al_2O_3, 0·0044 *g* CaO, 0·0056 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0020 *g* MgO, Spur MnO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 1·0844 *g* gaben 0·0534 *g* Alkalichloride, 0·1568 *g* K_2PtCl_6 entsprechend 0·0479 *g* KCl und 0·0055 *g* NaCl oder 0·0303 *g* K_2O und 0·0029 *g* Na_2O.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·6115 *g* verbrauchten 1·4 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·00815 *g* FeO) entsprechend 0·0114 *g* FeO.

Spezifisches Gewicht 2·779 (Erben).

81. Fleckschiefer. Stallersattel. Gesammelt von F. Becke 1895. Handstück im mineralog.-petrogr. Institut der Universität Wien. Petrogr. Beschreibung: TMPM. XIII., S. 456.

(Rötlichgrauer Schuppengneis und grauer Fleckschiefer.) Diese beiden Gesteinstypen gehören zusammen und haben an der Südseite des Stallersattels beschränktes Verbreitungsgebiet. Nach eigenem Besuch des Stallersattels im Jahre 1895 scheint mir hier ein kleiner Denudationsrest eines sedimentären Gesteins in kontaktmetamorph verändertem Zustand vorzuliegen. Der am angeführten Orte mitbeschriebene Muscovitschiefer mit Chloritflecken ist ein weit verbreiteter Typus im Bereiche des altkrystallinen Glimmerschiefers und hat mit Nr. 81 nichts zu tun.

Analyse aus dem Laboratorium von E. Ludwig, ausgeführt von Franz v. Matscheko.

I. Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali: 0·9662 *g* gaben 0·0400 *g* Wasser, 0·5314 *g* SiO_2, 0·2119 *g* Al_2O_3, 0·0896 *g* Fe_2O_3, 0·0140 *g* CaO, 0·0980 *g* $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 0·0353 *g* MgO.

II. Aufschließung mit Flußsäure: 0·9534 *g* gaben 0·0774 *g* Alkalichloride und 0·1532 *g* K_2PtCl_6.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·4898 *g* verbrauchten 5·6 *cm*³ Chamäleonlösung (1 *cm*³ = 0·005463 *g* FeO).

Tabelle V.

Schiefergesteine.

	62 Längenfeld [1]	63 Achenbach [1 2]	64 Amberg [1]	65 Töll [1 3]	66 Stettiner Hütte [1 2]	67 Hirschbrunn [1 2]	68 Mühlbacher Jöchl
Gewichtsprozente.							
SiO_2	72·04	67·55	68·37	61·33	54·08	55·86	49·28
TiO_2	·15	·92	·16	·10	·12	·22	
Al_2O_3	14·30	15·57	15·19	18·83	24·93	21·48	24·17
Fe_2O_3	1·19	2·66	1·73	1·90	4·49	3·00	3·73
FeO	2·63	3·75	3·42	5·29	5·02	5·96	5·78
MgO	1·37	1·78	1·32	1·96	2·39	2·92	4·47
CaO	3·83	1·13	2·72	2·24	0·59	1·41	1·12
Na_2O	3·08	1·05	2·66	2·09	1·21	1·32	2·12
K_2O	1·71	2·72	3·30	2·53	3·36	3·72	4·75
H_2O	0·31	2·99	1·78	2·67	3·57	3·38	4·19
	100·61	100·12	100·65	98·94	99·76	99·27	99·61
Spez. G.	2·72	2·818	2·71	2·75	2·89	2·87	
Molekularquotienten × 1000.							
SiO_2	1193	1118	1132	1016	895	926	818
TiO_2	2	11	2	1	2	3	
$^1/_2Al_2O_3$	280	305	297	369	488	421	473
$^1/_2Fe_2O_3$	15	33	22	24	56	38	47
FeO	37	52	48	74	70	83	80
MgO	34	44	33	48	59	72	111
CaO	68	20	49	40	10	25	20
$^1/_2Na_2O$	99	34	86	83	39	42	65
$^1/_2K_2O$	36	58	70	54	71	79	101
Molekularprozente.							
SiO_2	77·1	78·3	75·1	70·3	64·5	65·5	58·6
Al_2O_3	9·0	10·0	9·8	12·7	17·6	14·8	17·0
FeO	2·9	4·5	4·6	6·7	9·0	8·5	9·2
MgO	2·2	2·9	2·2	3·3	4·2	5·1	7·9
CaO	4·4	1·3	3·2	2·8	·7	1·8	1·4
Na_2O	3·2	1·1	2·8	2·3	1·4	1·5	2·3
K_2O	1·2	1·9	2·3	1·9	2·6	2·8	3·6
Metallatomprozentzahlen.							
Si	67·7	67·6	65·3	60·1	53·1	55·0	47·7
Al	15·9	18·2	17·1	21·8	28·9	24·9	27·6
Fe	2·9	5·1	4·0	5·7	7·4	7·1	7·4
Mg	1·9	2·6	1·9	2·8	3·5	4·3	6·5
Ca	3·9	1·2	2·8	2·3	·6	1·5	1·1
Na	5·6	2·0	4·9	3·1	2·3	2·5	3·8
K	2·1	3·4	4·0	3·2	4·2	4·7	5·9
Si	67·7	67·6	65·3	60·1	53·1	55·0	47·7
U	20·7	25·9	23·0	30·3	39·8	36·3	41·5
L	11·6	6·6	11·7	9·6	7·1	8·7	10·8
T	·2	5·7	1·5	5·7	12·9	8·7	9·7

[1] Spur Mn. — [2] Spur Li. — [3] Spur C.

Tabelle V. Schiefer-

	69 Himmelreich[1]	70 Schwärzenkamm	71 Kolm-Saigurn[2]	72 Weißenbach[1 2]	73 Bosamer[2]	74 Großarltal[2]	75 Reischbergkar[1 2]
			Gewichtsprozente.				
SiO_2	54·07	61·47	49·72	67·26	63·36	59·80	62·00
TiO_2	·15	·12				·95	·24
Al_2O_3	29·66	14·86	27·64	14·68	18·78	19·57	16·56
Fe_2O_3	2·78	3·26	5·35	2·10	6·22	3·92	3·24
FeO	1·95	5·81	4·87	4·33	1·40	1·22	4·77
MgO	·66	3·74	2·05	2·06	1·58	1·72	2·45
CaO	1·05	1·45	·47	2·14	·73	·33	4·08
Na_2O	1·48	2·09	·56	2·94	2·62	3·20	1·51
K_2O	3·50	2·80	4·33	1·62	3·62	4·90	2·00
H_2O	2·24	4·45	4·36	1·40	2·61	2·62	2·79
CO_2						1·01	
P_2O_5						·48	
C	2·03			0·38		S ·36	
	99·57	100·05	99·35	98·91	100·92	100·08[3]	99·64
Spezifisches Gewicht	2·87	3·292	2·964		2·827	2·801	2·861
			Molekularquotienten × 1000.				
SiO_2	895	1018	824	1113	1048	990	1027
TiO_2	2	2				12	3
$^1/_2Al_2O_3$	580	291	541	287	369	383	324
$^1/_2Fe_2O_3$	35	41	67	36	78	49	41
FeO	27	81	68	60	19	17	66
MgO	16	93	51	51	39	43	61
CaO	19	26	8	38	13	6	73
$^1/_2Na_2O$	48	67	18	95	85	103	49
$^1/_2K_2O$	74	59	92	34	77	104	42
CO_2						29	
P_2O_5						3	
S						11	
			Molekularprozente der Oxyde.				
SiO_2	66·6	69·5	61·3	74·0	71·7	70·9	69·7
Al_2O_3	21·6	9·9	20·2	9·5	12·6	13·6	11·0
FeO	4·6	8·2	10·0	6·4	6·6	4·7	7·2
MgO	1·2	6·3	3·8	3·4	2·7	3·0	4·1
CaO	1·4	1·8	·6	2·5	·9	·4	4·9
Na_2O	1·8	2·3	·7	3·1	2·9	3·7	1·7
K_2O	2·8	2·0	3·4	1·1	2·6	3·7	1·4
			Metallatomprozente				
Si	52·9	60·8	49·4	65·0	60·6	58·7	61·1
Al	34·2	17·4	32·4	16·7	21·4	22·4	19·2
Fe	3·7	7·2	8·0	5·6	5·6	3·9	6·3
Mg	1·0	5·5	3·1	3·0	2·3	2·5	3·6
Ca	1·1	1·6	·5	2·2	·8	·4	4·3
Na	2·8	4·0	1·1	5·5	4·9	6·0	2·9
K	4·4	3·5	5·5	2·0	4·4	6·1	2·5
Si	52·9	60·8	49·4	65·0	60·6	58·7	61·1
U	38·8	30·1	43·5	25·3	29·3	28·8	29·1
L	8·3	9·1	7·1	9·7	10·1	12·5	9·7
T	15·6	3·8	15·5	2·8	6·2	5·9	3·0

[1] Spur Li_2O.
[2] Spur MnO.
[3] H_2O unter 110° 0·11, über 110° 2·51, von 100·08 ab O für S 0·18, gibt Summe 99·90.

gesteine (Fortsetzung).

76 Reischberg-kar [1] [2]	77 Zechner-fall [1] [2] [3]	78 Hippacher Weg [1] [2]	79 Schlitters [1] [2]	80 Hochsteg	81 Stallersattel [2]	
			Gewichtsprozente.			
63·95	86·11	71·66	64·73	73·21	55·00	SiO_2
·42			Sp.			TiO_2
16·20	3·92	14·05	15·50	17·00	21·93	Al_2O_3
3·22	·52	·76	2·84	1·58	2·34	Fe_2O_3
4·34	·27	2·65	3·12	1·86	6·24	FeO
2·76	1·38	·65	2·09	·20	3·65	MgO
4·03	3·50	1·41	2·44	·44	1·45	CaO
2·77	·37	4·07	2·63	0·27	1·69	Na_2O
·54	1·50	2·69	2·57	2·79	3·11	K_2O
1·14	·69	1·13	4·38	2·50	4·14	H_2O
	3·20	·85				CO_2
						P_2O_5
			C Spur			C
99·37	101·46	99·92	100·30	99·85	99·55	
3·278	2·718	2·690	2·718	2·779		Spezifisches Gewicht
			Molekularquotienten × 1000.			
1059	1424	1184	1072	1212	912	SiO_2
5						TiO_2
317	77	275	303	333	429	$^1/_2Al_2O_3$
40	7	10	36	20	29	$^1/_2Fe_2O_3$
60	4	37	43	26	87	FeO
66	34	16	52	5	90	MgO
72	63	25	44	8	26	CaO
99	12	131	85	9	55	$^1/_2Na_2O$
11	32	57	55	59	66	$^1/_2K_2O$
	73	19				CO_2
						P_2O_5
						S
			Molekularprozente der Oxyde.			
70·2	89·5	78·8	73·1	82·4	64·3	SiO_2
10·5	2·4	9·1	10·3	11·3	15·1	Al_2O_3
6·6	·6	3·1	5·4	3·2	8·2	FeO
4·4	2·2	1·1	3·5	·3	6·4	MgO
4·7	3·9	1·7	2·9	·5	1·8	CaO
3·3	·4	4·3	2·9	·3	1·9	Na_2O
·4	1·0	1·9	1·9	2·0	2·3	K_2O
			Metallatomprozente			
61·6	86·3	68·2	63·5	72·6	53·9	Si
18·3	4·6	15·9	18·0	19·9	25·3	Al
5·8	·6	2·7	4·7	2·7	6·8	Fe
3·8	2·1	·9	3·1	·3	5·4	Mg
4·2	3·8	1·5	2·6	·5	1·5	Ca
5·7	·7	7·5	5·0	·5	3·2	Na
·7	1·9	3·3	3·2	3·5	3·9	K
61·6	86·3	68·2	63·5	72·6	53·9	Si
27·9	7·3	19·5	25·8	22·9	37·4	U
10·6	6·4	12·3	10·8	4·5	8·6	L
2·1		1·2	2·6	8·5	9·1	T

[1] Spur Li_2O.
[2] Spur MnO.
[3] Spur SH_2.

Unterschiede eruptiver und sedimentärer Gesteine.

An die Zusammenstellung der für unsere Untersuchung ausgeführten Analysen mögen nun noch einige Erörterungen allgemeiner Natur geknüpft werden.

Eine der Fragen, die wir durch unsere Arbeiten der Lösung näher bringen wollten, ist die folgende: Unter den Gesteinen, die uns in den Zentralalpen in der Maske krystalliner Schiefer entgegentreten, gibt es sowohl Abkömmlinge ursprünglicher Sedimente als solche von Erstarrungsgesteinen. Mit besonderem Nachdruck hat H. Rosenbusch[1] die Frage erörtert, ob es möglich sei, diese beiden Kategorien auf Grund der chemischen Zusammensetzung zu scheiden, ausgehend von der Annahme, daß bei der Metamorphose die chemische Zusammensetzung keine wesentliche Änderung erfahre.

Das Resultat der Untersuchung von H. Rosenbusch war folgendes. Es gibt unter den krystallinen Schiefern solche, bei denen das gesetzmäßige Verhältnis der Basen miteinander und zur Kieselsäure, das die Erstarrungsgesteine charakterisiert, nicht vorhanden ist. Solche krystalline Schiefer sind als Abkömmlinge von Sedimenten zu deuten.

Bei anderen krystallinen Schiefern findet sich ein Verhältnis der Basen untereinander und zur Kieselsäure, wie es gesetzmäßig bei Erstarrungsgesteinen vorkommt. Diese Gesteine stimmen in ihrer chemischen Zusammensetzung überein mit bekannten Typen der Erstarrungsgesteine. Ein solches Gestein kann von einem Eruptivgestein abstammen, muß es aber nicht. Denn unter den mannigfachen Stoffgemengen der Sedimente können auch solche Gemenge auftreten, die mit der Zusammensetzung eines Eruptivgesteins übereinstimmen. Ein Tonschiefer kann auch zufällig die Zusammensetzung eines Granites haben.

In einer kleinen Studie über die Einschlüsse des Granits von Flamanville,[2] zu der ich durch die Veröffentlichung des Herrn A. Leclère über die chemische Zusammensetzung dieses Granits und seiner Einschlüsse veranlaßt wurde, konnte ich zeigen, daß eine graphische Darstellung, die an die nach Rosenbusch auf 100 umgerechneten Metallatomzahlen anknüpft, recht geeignet ist, den gesetzmäßigen Verlauf der Verhältnisse der wichtigen Elemente in der Zusammensetzung der Erstarrungsgesteine zum Ausdruck zu bringen und den Unterschied gewisser Sedimente, nämlich der tonreichen, pelitischen Sedimente, von den Erstarrungsgesteinen zu veranschaulichen.

Zur Unterscheidung eruptiver und sedimentärer Silicatgesteine ist ein Verhältnis von großer Bedeutung: das Verhältnis von Silicium zur Summe von Aluminium, Magnesium und Eisen einerseits, zur Summe von Calcium, Natrium und Kalium anderseits.

Indem man diese 3 Gruppen bildet:

$$\text{Si}, \quad \text{U} = \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mg}, \quad \text{L} = \text{Ca} + \text{Na} + \text{K},$$

hat man die chemische Zusammensetzung auf 3 Stoffgruppen zurückgeführt, die sich in einer Dreieckprojektion zur Darstellung bringen lassen.[3]

Die in U zusammengefaßten Metalle stellen die unlöslichen Stoffe dar, die bei der chemischen Zerstörung der Gesteine meistens in irgendeiner unlöslichen Form zurückbleiben und sich neben Quarz

---

[1] H. Rosenbusch, Zur Auffassung der chemischen Natur des Grundgebirges. Mineralog. petrogr. Mitt. *12*, 49—61, 1891.

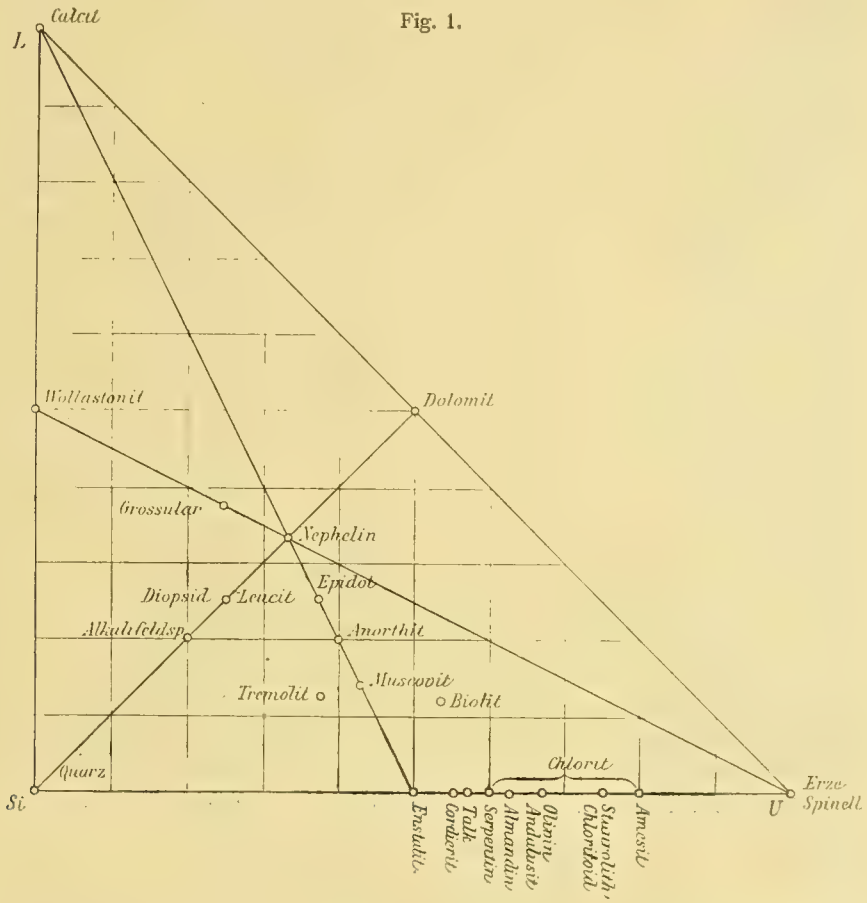
[2] F. Becke, Einige Bemerkungen über die Einschlüsse des Granites von Flamanville. Mineralg. petrogr. Mitt. *21*, 230—237, 1902.

[3] Diese Zusammenfassung ließe sich statt mit den Metallatomprozenten auch mit den Molekularprozenten der Oxyde ausführen, auf die die Osann'schen Rechnungen gegründet sind. Ich habe es aber vorgezogen, die Rosenbusch'schen Metallatomprozente beizubehalten, und zwar aus folgendem Grunde. Die Berechnung des Fe_2O_3 und FeO macht Schwierigkeiten, welche Osann dadurch umgeht, daß er statt jeder Molekel Fe_2O_3 bei der Rechnung 2 FeO einsetzt. Dies ist eine willkürliche Vereinfachung, von der es fraglich ist, ob sie in allen Fällen gleichgültig ist. Man denke an Gesteine mit Riebeckit und Aegirin. Die Verrechnung nach Metallatomen erscheint da unverfänglicher und weniger willkürlich. Allerdings werden die Atome Fe''' und Fe'' zusammengefaßt. Im Bedarfsfalle lassen sie sich aber auch getrennt führen, und trotzdem in U in ihrer richtigen Summe einrechnen.

(Si) in den aus Verwitterungsprodukten bestehenden Sedimenten anhäufen, während die Alkalien zumeist in irgendeiner löslichen Verbindung fortgeführt werden. Das Ca geht gar seine eigenen Wege, die vielfach in das organische Reich hinüberleiten.

Wenn man nun das Verhältnis der drei Stoffgruppen Si, U, L für eine Reihe von Eruptivgesteinen derselben petrographischen Provinz durch Punkte in einem gleichseitigen Dreieck darstellt, so ordnen sich die Analysenörter in einem ziemlich schmalen Streifen, der in der Nähe des Si-Poles und in der Nähe der Mittellinie zwischen U und L anhebt und in dem Maße, als man zu basischeren Gesteinen übergeht, gegen die U-Seite von der Mittellinie abschwenkt. In der zitierten Arbeit zeichnete ich in dieses

Fig. 1.



Si-U-L-Dreieck die Felder ein, die von den damals bekannten Analysen von Gesteinen des böhmischen Mittelgebirges und einer Auswahl von Andesgesteinen eingenommen werden.

Hier soll eine andere Auswahl zur Darstellung kommen.

Bevor ich aber daran schreite, möge noch die hier gewählte Art der Dreieckprojektion kurz besprochen werden.

Bei einer anderen Gelegenheit habe ich schon auseinandergesetzt, daß für die Erreichung des Zweckes, der hier angestrebt wird, nämlich übersichtlicher Vergleich der Verhältnisse von drei Stoffen oder Stoffgruppen, die genaue Einhaltung eines gleichseitigen Dreiecks und die Verwendung des Dreieckkoordinatenpapieres keine absolute Notwendigkeit ist, daß sich die Verhältnisse auch in gewöhnlichem Koordinatengitter (Millimeterpapier) darstellen lassen.

Man kann beispielsweise U als Abszisse, L als Ordinate nehmen und in Millimeterpapier eintragen. Das gleichseitige Dreieck geht dadurch in ein rechtwinkeliges, gleichschenkeliges über, mit dem Si-Pol am rechten Winkel. Die Si-Ordinate läßt sich dann an den Diagonalen des Millimeterpapieres ablesen.

Diese Darstellungsweise gewinnt noch dadurch an Ausdrucksfähigkeit, daß man die Si-U-L-Verhältnisse der wichtigsten gesteinbildenden Minerale eintragen kann. Die Lage des Analysenpunktes eines

Gesteins im Vergleich zu den Mineralpunkten gibt sofort einen Anhaltspunkt dafür, welche Minerale vorhanden sein können.

In der vorstehenden Figur 1 ist das ganze Dreieck Si-U-L mit der Einzeichnung der wichtigsten gesteinbildenden Minerale zur Darstellung gebracht.

Tabelle der gesteinbildenden Minerale nach dem Verhältnis Si-U-L.

	Si	U	L
Quarz SiO_2	100	0	0
Orthoklas $KAlSi_3O_8$ / Albit $NaAlSi_3O_8$	60	20	20
Anorthit $CaAl_2Si_2O_8$	40	40	20
Leucit $KAlSi_2O_6$	50	25	25
Nephelin $NaAlSiO_4$	33·3	33·3	33·3
Wollastonit $CaSiO_3$	50	0	50
Diopsid[1] $CaMgSi_2O_6$	50	25	25
Tremolit $CaMg_3Si_4O_{12}$	50	37·5	12·5
Enstatit $MgSiO_3$	50	50	0
Grossular $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	37·5	25	37·5
Almandin $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	37·5	62·5	0
Epidot $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	37·5	37·5	25
Cordierit $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$	44·5	55·5	0
Andalusit Al_2SiO_5	33·3	66·7	0
Staurolith $HFeAl_5Si_2O_{13}$	25	75	0
Olivin Mg_2SiO_4	33·3	66·7	0
Muscovit $KH_2Al_3Si_3O_{12}$	43	43	14
Biotit $K_2HAl_3Si_3O_{12}.Mg_6Si_3O_{12}$	35	53	12
Talk $H_2Mg_3Si_4O_{12}$	57·2	42·8	0
Serpentin $H_4Mg_3Si_2O_9$	40	60	0
Amesit $H_4Mg_2Al_2SiO_9$	20	80	0
Chloritoid $H_2FeAl_2SiO_7$	25	75	0
Erze, Spinell	0	100	0
Calcit, Apatit	0	0	100
Dolomit	0	50	50

[1] Dasselbe Verhältnis geben auch die Alkalipyroxene und die Alkali-Hornblenden.

In welcher Weise diese Figur zur Beurteilung der Mineralführung dienen kann, mögen folgende Beispiele zeigen.

Ein Gestein, das einem reinen Glimmerschiefer entspricht, wird mit seinem Analysenpunkt auf die Verbindungslinie Quarz-Muscovit fallen. Liegt es unterhalb dieser Linie, so muß es irgendeines der Minerale enthalten, welche durch Fehlen von L ausgezeichnet sind (Cordierit oder Granat oder Chlorit oder dergl).

Weicht der Analysenpunkt nach oben ab, so wird dies in der Regel durch Eintritt eines Feldspates verursacht sein.

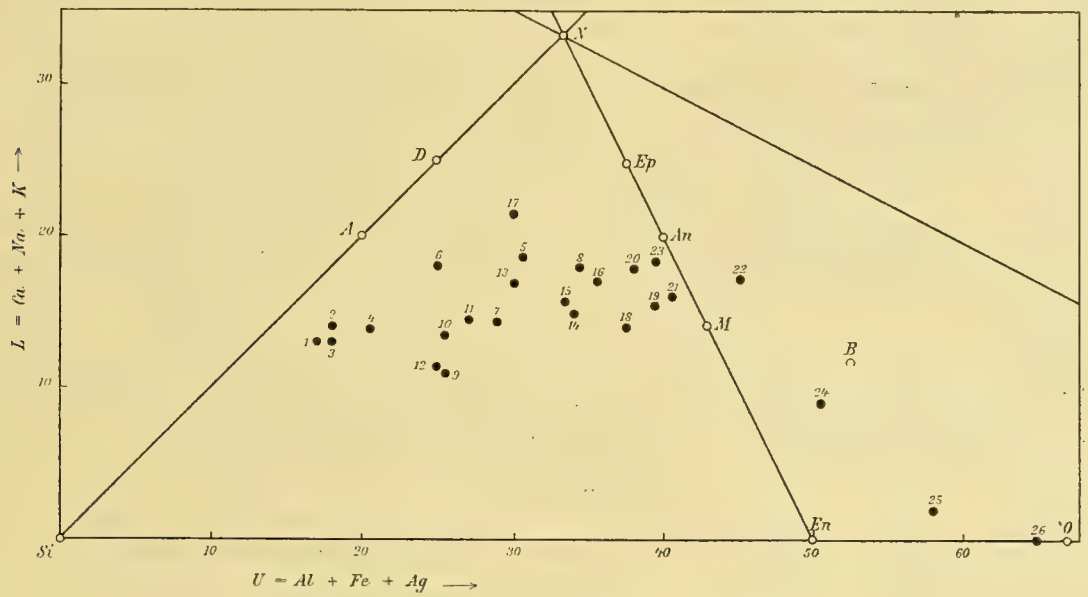
Ein Gestein, dessen Analysenpunkt über der Verbindungslinie Diopsid-Anorthit liegt, wird entweder einen Feldspatvertreter (Leucit, Nephelin, Sodalith) oder ein Kalksilicat enthalten müssen.

In der folgenden Fig. 2 sind nun nach der Gesteinslehre von Rosenbusch, 3. Auflage, die Analysenpunkte von 26 typischen Vertretern der pacifischen Sippe (granitodioritische und gabbro-peridotitische Magmen, Gesteine der Alkalikalkreihe) eingezeichnet.

Von dem ganzen Dreieck ist aber nur ein Teil zur Darstellung gebracht, in welchem die Analysenpunkte ziemlich gedrängt beisammen liegen. Die Figur ist in doppelt so großem Maßstab wie die vorige. Die Orientierung wird durch die Eintragung der Punkte Si = Quarz, A = Alkalifeldspat, D = Diopsid, N = Nephelin, Ep = Epidot, An = Anorthit, M = Muscovit, B = Biotit, E = Enstatit, O = Olivin erleichtert.

Man bemerkt, daß die Analysenpunkte einen breiten Streifen erfüllen, der mit einem ziemlich scharfen Rand sich gegen unten abgrenzt, der im allgemeinen von einem Punkt der Linie Si--A ausgehend

Fig. 2.



Pazifische Gesteine (Alkali-Kalkgesteine nach Rosenbusch).

sich mit abnehmendem Si allmählich hebt, um dann jenseits der Linie N—En sich gegen den Punkt O zu senken, entsprechend der Zunahme des Olivins vom Gabbro zu den Peridotiten.

Nur die Punkte 9 Tonalit, Aviosee und 12 Quarzdiorit, Colle de Mesoncles, Piemont, stehen gleichsam auf vorgeschobenen Posten jenseits der Grenzlinie.

Tabelle der pacifischen Gesteine.

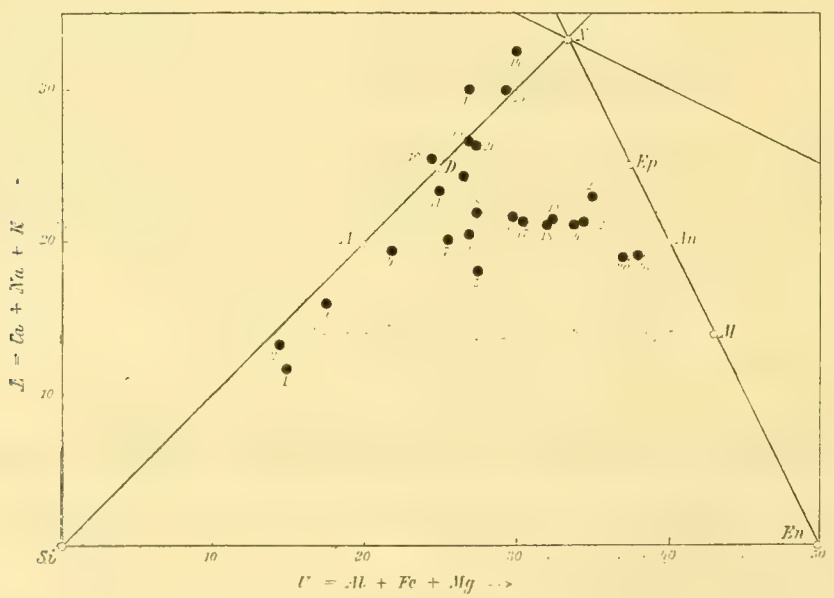
Reihe der granito-dioritischen und gabbroperidotitischen Magmen nach H. Rosenbusch, Gesteinslehre, 3. Aufl., p. 228, 229.

Nr.		Si	U	L
1	Granit, Hautzenberg, bayrischer Wald	70·4	16·8	12·8
2	Granitit, Melibocus, Odenwald	68·3	17·8	13·9
3	» Bobritzsch, Erzgebirge	69·2	17·9	12·9
4	» Ruine Landsberg bei Barr, Unter Elsaß	65·6	20·4	14·0
5	Glimmersyenit-Erzenbachtypus Frohnau, Schwarzwald .	54·8	30·8	18·4
6	Hornblendesyenit, Plauen'scher Grund bei Dresden . . .	57·1	25·0	17·9
7	» Biella, Piemont	56·5	28·9	14·6
8	Augitsyenit, Gröba, Sachsen	47·6	34·3	18·1
9	Tonalit, Aviosee, Adamello	63·5	25·6	10·9
10	Banatit, Dognaczka, Banat	60·9	25·7	13·4
11	Quarzhypersthendiorit, Ivrea, Piemont	58·2	27·2	14·6

Nr.		Si	U	L
12	Quarzdiorit, Colle di Mesoncles, Piemont	60·9	24·8	11·3
13	» Ufirnrtal, St. Gotthard	53·3	29·8	16·9
14	Glimmerhypersthendiorit, Campo Maior, Portugal	51·3	33·8	14·9
15	Diorit, Schwarzenberg bei Barr, Unter-Elsaß	50·7	33·7	15·6
16	Pyroxendiorit, Lichtenberg, Odenwald	47·3	35·6	17·1
17	Anorthosit, Rawdon, Canada	48·7	29·8	21·5
18	Gabbro, Radautal, Harz	48·6	37·3	14·1
19	Norit, Radautal, Harz	44·7	39·7	15·6
20	Olivingabbro, Sulitelma, Kjölengebirge	44·2	37·9	17·9
21	Hypersthengabbro, Baltimore	43·4	40·5	16·1
22	Hornblendegabbro, Pavone bei Ivrea, Piemont	37·9	44·9	17·2
23	» Lindenfels, Odenwald	42·3	39·3	18·4
24	Amphibolperidotit, Schriesheim, Odenwald	40·6	50·3	9·1
25	Lherzolith, Baldissero, Piemont	39·8	58·2	2·0
26	Dunit, Dun Mountains, Neuseeland	35·2	64·8	0

Fig. 3 zeigt in gleicher Darstellung die Analysenpunkte von 26 typischen Vertretern der atlantischen Sippe (foyaitisch-theralithische Magmen, Alkaligesteine) nach derselben Quelle.

Fig. 3.



Atlantische Gesteine (alkalische) nach Rosenbusch.

Man bemerkt, daß die Analysenpunkte der Mittellinie Si—N näher rücken, ja in manchen Fällen sie überschreiten. Dies findet bei jenen Gesteinen statt, welche Sodalith oder ähnliche Minerale enthalten, in denen das Verhältnis 1 : 1 der Alkalien zur Tonerde merklich überschritten wird.

Der Punkt 1 gehört wahrscheinlich nicht in die atlantische Sippe (»Alkaligranit« von Bühlberg bei Eibenstock), sondern als ein alkalireiches, Si-reiches und kalkarmes Glied an die Spitze der gewöhnlichen Granite.

Tabelle der atlantischen Gesteine.

Reihe der foyaitisch-theralithischen Magmen nach H. Rosenbusch. Gesteinslehre, 3. Auflage, p. 228, 229.

Nr.		Si	U	L
1	Alkaligranit, Bühlberg bei Eibenstock	73·5	14·8	11·7
2	» Drammen, Norwegen	72·0	14·6	13·4
3	» SW Hougnatten, Norwegen	66·5	17·5	16·0
4	Nordmarkit, Tonsenaas bei Christiania	58·2	22·2	19·6
5	Laurvikit, Byskoven bei Laurvik	54·2	27·6	18·2
6	Sodalithsyenit, Square Butte, Montana	52·4	27·1	20·5
7	Litchfieldit, Litchfield, Maine	53·9	25·9	20·2
8	Lujaurit, Pantellitschorr-Umptek	50·5	27·6	21·9
9	Ditroit, Ditro, Siebenbürgen	49·4	26·3	24·3
10	Foyait, Serra de Tinguá, Rio de Janeiro	49·9	24·7	25·4
11	Lujaurit, Kangerdluarsuk, Ägirinreich	51·7	25·0	23·3
12	Laurdalit, Lunde, Norwegen	46·2	31·3	22·5
13	Sodalithsyenit mit Eudialyt, Kangerdluarsuk	43·1	26·7	30·2
14	Urtit, Lujaur Urt, Kola	34·7	29·8	32·5
15	Leucitsyenit, Magnet Cove, Arkansas	46·6	26·8	26·6
16	Elaeolithsyenit in Essexit übergehend, Longfellow Mine	49·7	28·9	21·4
17	Essexit, Rongstock	48·1	30·6	21·3
18	Sogen. Augitdiorit Mount Fairview, Col.	47·1	31·9	21·0
19	Essexit, Salem Neck, Mass	45·9	32·5	21·6
20	Essexit, Cabo Frio, Rio de Janeiro	44·0	36·8	19·2
21	Amphibol-Malignit, Poobah-Lake	46·5	27·2	26·3
22	Theralith Elbow Creek, Montana	44·3	34·4	21·3
23	» Gordons Butte, Montana	42·0	34·9	22·9
24	Shonkinit, Square Butte, Montana	44·6	34·2	21·2
25	Ijolith, Jivaara, Finnland	40·5	29·3	30·2
26	Missourit, Highwood Mountains, Montana	43·0	37·9	19·1

Bei dieser großen umfassenden Gruppe von Erstarrungsgesteinen ist also L bei gleichem Gehalt an U wesentlich höher als bei den pacifischen Gesteinen.

Zu demselben Resultat führt auch die folgende Fig. 4. Hier sind für eine Reihe der wichtigeren Tiefengesteinstypen die Mittelzahlen benützt, welche vor einiger Zeit R. A. Daly [1] ausgerechnet hat.

Für diese habe ich die Metallatomprozente nach Rosenbusch bestimmt und in folgender Tabelle zusammengestellt. Vergl. Tabelle auf der folgende Seite.

Das Resultat ist ganz ähnlich dem früheren; die Hauptgesteinsreihe setzt in der Nähe der Mittellinie Si—A an und läuft bogenförmig sich von der Mittellinie entfernend über Granit, Granodiorit, Tonalit, Diorit, Gabbro, wobei L im allgemeinen weniger ansteigt als U, und senkt sich dann zum Peridotit abwärts.

Interessant ist dabei, daß auch hier der Quarzdiorit (ungefähr gleich Tonalit:T) aus der Reihe der übrigen mit geringerer Zahl für L herausspringt und die allgemeine Grenze in der Richtung gegen U überschreitet.

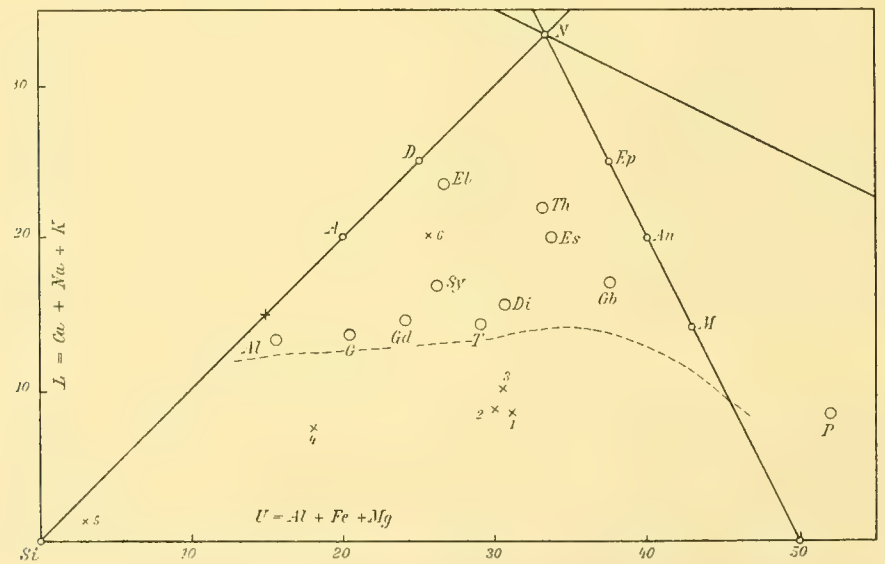
[1] R. A. Daly, Average chemical compositions of igneous rocks. Proc. American Academy of Arts and Sciences. Vol. *14*. Nr. 7, January 1910.

Mittlere Zusammensetzung der wichtigeren Tiefengesteinstypen nach R. A. Daly.

Zeichen	Nummer bei Daly		Si	U	L
Al	78	Alaskit (Glimmerfreier Granit)	71·9	15·4	12·7
G	4	Granit	66·5	20·5	13·0
Gd	28	Granodiorit	61·6	23·9	14·5
T	30	Quarzdiorit	56·9	29·0	14·1
Di	32	Quarzfreier Diorit	54·1	30·3	15·6
Gb	39	Gabbro	45·3	37·7	17·0
Sy	13	Syenit (Gesamtmittel)	57·1	26·1	16·8
El	24	Nephelinsyenit	50·0	26·7	23·3
Es	59	Essexit	46·5	33·7	19·8
Th	63	Theralith	45·2	33·0	21·8
P	57	Peridotit (Gesamtmittel)	40·0	51·9	8·1

Ein zweiter wichtiger Punkt ist der, daß die Si-reichsten granitischen Gesteine sich jenem Punkt der Mittellinie Si-Al-N nähern, den J. H. L. Vogt[1] für den eutektischen Punkt von Feldspat und Quarz in

Fig. 4.



Anspruch nimmt. Dieser Punkt würde im Dreieck Si U L die Koordinaten Si = 70·2, U = 14·9, L = 14·9 erhalten. In der Figur ist er durch ein Kreuzlein bezeichnet. Das Mittel der Aplite nach Daly (Si = 70·8, U = 15·8, L = 13·4) kommt diesem Punkt noch näher.

Auf Grund dieser Zusammenstellungen kann man nun die untere Grenze des Feldes der Eruptivgesteine annähernd ziehen.

[1] Aus den Untersuchungen von Vogt: Physikalisch-chemische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen, Tscherm. Mineralog. petrogr. Mitt. *25*, 387, 1906 ergibt sich die mutmaßliche Zusammensetzung des Eutektikums von Quarz und Feldspat zu Quarz = 27·5%, Orthoklas = 30·5%, Albit (mit wenig Anorthit) = 42·0%. Vernachlässigt man den kleinen Anorthitgehalt, so berechnet sich die gewichtsprozentische Zusammensetzung dieses Eutektikums zu: Kieselsäure 76·2, Tonerde 23·7, Natron 4·9, Kali 5·2, hieraus die Metallatomprozente: Si 70·2, Al 14·9, Na 8·8, K 6·1 oder Si = 70·2, U = 14·9, L = 14·9.

Mit diesen graphischen Darstellungen von Eruptivgesteinen mögen nun typische Sedimentgesteine verglichen werden.

Ich wähle hierzu zunächst aus:

1. Die mittlere Zusammensetzung von Tonen nach E. C. Eckel;[1]

2. die mittlere Zusammensetzung von 36 Tonschiefern aus Jura, Carbon, Devon, Silur, Cambrium und Präcambrium nach demselben Autor;

3. die Zusammensetzung von normalem Tonschiefer nach der Schätzung von Goldschmidt.[2]

	1	2	3
SiO_2	60·15	60·64	63
Al_2O_3	17·21	18·04	20
Fe_2O_3	4·04	2·25	7
FeO	2·90	3·66	—
MgO	2·32	2·60	2
CaO	1·41	1·54	1
Na_2O	1·01	1·19	1
K_2O	3·60	3·69	6

Aus diesen Zahlen ergeben sich unter 1*a*, 2*a*, 3*a* die Metallatomprozente und die Zahlen Si, U, L.

	1*a*	2*a*	3*a*
Si	61·7	61·0	59·6
Al	20·8	21·5	22·4
Fe	5·6	4·8	5·0
Mg	3·6	3·9	2·9
Ca	1·6	1·7	1·0
Na	2·0	2·3	1·8
K	4·7	4·8	7·3
Si	61·7	61·0	59·6
U	31·0	30·2	30·3
L	8·3	8·8	10·1

Diese Mittelzahlen geben ganz bemerkenswert übereinstimmende Resultate und die Eintragung in das Dreieckschema zeigt, daß die Analysenpunkte weit unterhalb der Grenze der Eruptivgesteine fallen. Das heißt also bei der Bildung toniger pelitischer Sedimente findet eine Anreicherung der unlöslichen Basen, eine Fortführung der löslichen statt.

Daß auch in den Verhältnissen der löslichen Basen charakteristische Unterschiede auftreten, indem die tonigen Sedimente offenbar K kräftiger festhalten als Na, kommt in unserem Schema allerdings nicht zum Ausdruck.

Lassen diese Mittelzahlen eine durchschnittlich ziemlich gleichmäßige Zusammensetzung der in den tonigen Sedimenten angehäuften Zersetzungsprodukte der Erdrinde erkennen, so kann doch die Zusammensetzung der Sedimente namentlich in der Richtung abweichen, daß zu diesen Rückständen der chemischen Aufbereitung der mechanisch widerstandsfähigste Anteil der Zerstörungsprodukte der Gesteine, das ist der Quarz in wechselnder Menge hinzutritt. Die Zusammensetzung der Sandsteine sollte

[1] Journal of Geology *12*, 1904.

[2] V. M. Goldschmidt, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania 1911.

somit durch Punkte repräsentiert werden, die auf die Verbindungslinie der Tonpunkte mit dem Si-Pol fallen.

Um dies an ein paar Beispielen zu illustrieren, seien auch einige Sandsteinanalysen in das Schema eingetragen (nach Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre, 2. Auflage, p. 510).

4. Potsdam, Sandstein.

5. Culmquarzit, Harz.

	4		5
SiO_2	76·84		96·25
Al_2O_3	11·76	}	2·24
Fe_2O_3	0·55	}	
FeO	2·88		—
MgO	1·39		0·20
CaO	0·70		0·20
Na_2O	2·57		0·10
K_2O	1·62		0·53
Glv	1·87	H_2O	0·46
		CO_2	0·37
	100·18		100·35

Aus diesen Zahlen berechnen sich die folgenden Metallatomprozente.

	4a	*5a*
Si	74·4	96·0
Al	13·4	} 2·6
Fe	2·7	}
Mg	2·0	0·3
Ca	0·7	0·2
Na	4·8	0·2
K	2·0	0·7
Si	74·4	96·0
U	18·1	2·9
L	7·5	1·1

Nun gibt es allerdings Sedimente, in denen diese klastischen Bestandteile zurücktreten und Kalk-Dolomit, in manchen Fällen auch Eisencarbonat in größerer Menge beigemischt sind.

Solche Sedimente werden, wofern das Carbonat nicht vorweg abgezogen wird, und lediglich die Basen und Kieselsäure der Rechnung unterworfen werden, Analysenpunkte geben, die in das Eruptivfeld fallen.

So lange die Basen als Carbonate im Gestein enthalten sind, kann eine Täuschung über die Natur des Sedimentes kaum eintreten; allerdings aber dann, wenn bei der Metamorphose das Carbonat zerstört und Silikate gebildet wurden. Solche Fälle sind nicht ausgeschlossen. Man sollte aber erwarten, daß dann das Verhältnis der L-Basen untereinander abweichen sollte von dem bei Eruptivgesteinen üblichen.

Zur Illustration mag ein Mergel in der Weise berechnet werden, als ob die CO_2 nicht vorhanden wäre.

6. Mergelschiefer, Rush Creek, Colorado.

	6		6*a*
$CaCO_3$	21·59	Si	54·3
$MgCO_3$	1·68	Al	18·5
SiO_2	45·89	Fe	3·5
Al_2O_3	13·24	Mg	3·7
Fe_2O_3	3·88	Ca	15·4
MgO	1·32	Na	1·1
Na_2O	0·47	K	3·5
K_2O	2·31		100·0
H_2O	4·16	Si	54·3
Organische Substanz	3·47	U	25·7
TiO_2	0·52	L	20·0
P_2O_5	0·17		
Wasser hygrosk.	1·38		
	100·08		

Trägt man das Verhältnis Si U L in das Schema, Fig. 4, ein, so erhält man einen Punkt beiläufig in der Mitte zwischen dem Mittel von Syenit und Elaeolithsyenit nach Daly.

Nun zeigt aber das Verhältnis der L-Basen sofort den Unterschied des Kalkmergels von den Eruptivgesteinen:

	Ca	Na	K
Mergel	15·4	1·1	3·5
Elaeolithsyenit . . .	2·4	14·6	6·3
Syenit	4·3	7·2	5·3

In der Tat gibt es, wie vornehmlich Rosenbusch hervorgehoben hat, Silicatgesteine mit derartig von den Verhältnissen der Eruptivgesteine abweichenden Mengenverhältnissen der Basen, bei denen man auf ein ursprünglich vorhandenes Gemenge von Carbonat mit einem tonigen Sediment schließt.

Nach diesen Auseinandersetzungen kann man in dem Sektor des Si-U-L-Dreieckes, welcher die meisten Gesteinsanalysen aufnimmt eine Linie ziehen, welche das Eruptivfeld nach unten gegen das Sedimentfeld abgrenzt, wie das in Fig. 4 geschehen ist.

Bei Analysenpunkten, welche merklich unter diese Linie fallen, wird man von vornherein an Abkunft von einem Sediment denken dürfen, bei Analysenpunkten, die oberhalb dieser Linie liegen, wird man zunächst Abkunft von Erstarrungsgesteinen annehmen, wenn nicht die Verhältnisse der in L zusammengefaßten Basen durch Vorwalten des Ca eine Abkunft von kalkhaltigem Sediment wahrscheinlicher machen.

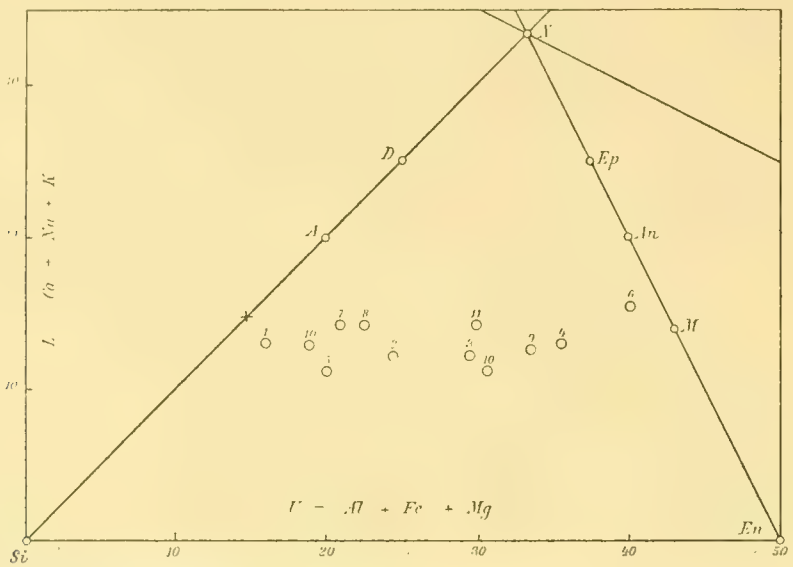
Fig. 5 zeigt die Gesteine der Tabelle I (Tonalitgesteine) in dieser Weise in das Dreieck Si U L eingetragen. Die Analysenpunkte fallen alle noch in das Eruptivfeld; manche nähern sich sehr der Grenzlinie. Bei 5, salischer Tonalitporphyrit der Brugger Alpe, und 12, Gangmitte des Töllits vom Egardbad bei Meran, ist die Verkleinerung von L gewiß zum Teil durch den weniger guten Erhaltungszustand des Gesteins zu erklären. Die Feldspate sind stark sericitisiert und haben Alkalien und Kalk verloren. Das gilt aber nicht für 2, Quarzglimmerdiorit vom Zinnsock und 3, Normaltonalit vom Raintal bei Taufers. Hier kommt vielmehr dieselbe charakteristische Eigenart der tonalitischen Gesteine zum Ausdruck, welche auch die Analyse G. vom Raths (vgl. oben p. 47 [199], Nr. 9, Tonalit vom Aviosee) erkennen ließ.

Die Tonalite liegen alle im Si-U-L-Feld nahe an der unteren Grenze des Eruptivfeldes. Sie zeigen gewissermaßen den pacifischen Typus — diesen Ausdruck in jener chemischen Bedeutung genommen,

wie er in der Studie über Mittelgebirgs- und Andesgesteine aufgestellt wurde — in seiner schärfsten Ausprägung: großen Gehalt an Si und Al. Mineralogisch ist das zum Ausdruck gebracht durch starkes Vorherrschen des Biotit unter den dunklen Gemengteilen.

Bei diesen Gesteinen ist die Zugehörigkeit zu den Eruptivgesteinen niemals zweifelhaft gewesen. Ihr Auftreten, ihre ausgeprägte Erstarrungsstruktur lassen sie von vornherein hier einreihen.

Fig. 5.



Tonalitgesteine: Aplit 1, sal. Tonalitporphyrite, 5, 10, Granodiorit 2, 7, 8, Tonalit 3, 9, Töllit 10, 11, dioritische Schliere (in 3) 4, Kersantit 6.

Etwas anders ist es mit der nächsten Gruppe, die aus den großen Zentralgneismassen der Tauern entnommen wird.

Die Eintragung der Tauernzentralgneise in das Schema Si, U, L gibt zu folgenden Bemerkungen Anlaß. Vergleiche Fig. 6.

Im ganzen folgen die Gesteine recht gut dem pacifischen Eruptivfeld; sie halten sich fast alle noch über der in Fig. 4 gezogenen unteren Grenzlinie gegen die Sedimente. Erreicht wird diese Linie von Nr. 19, Granitgneis Lieskele. Das Handstück wurde ober Tag gesammelt. Aus demselben geologischen Körper stammt Nr. 17, porphyrartiger Granitgneis aus dem Tauerntunnel, Südhälfte. Die Vermutung, daß hier das Material schon etwas angegriffen war, liegt nahe.

Nr. 20 und 25 betrifft stark kataklastisch geschieferte, merklich sericitisierte Proben aus dem Nordrand der Duxer Granitgneismasse.

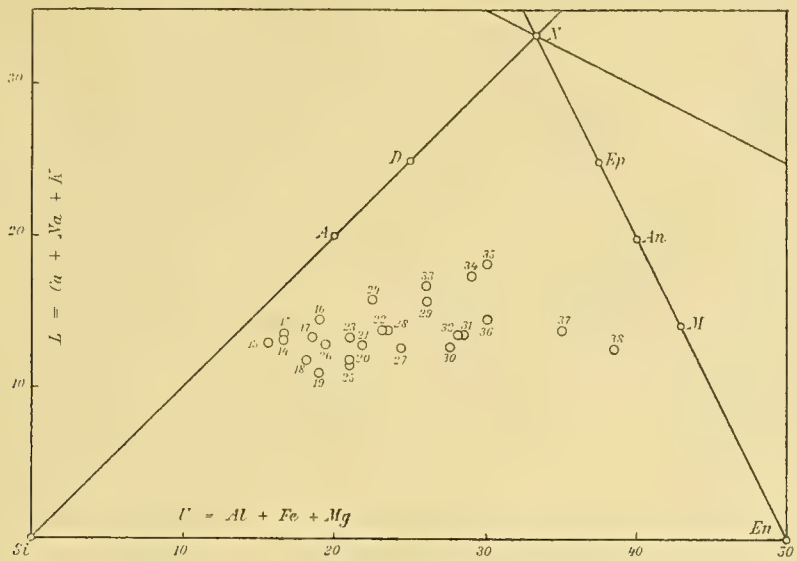
Nr. 27 fällt gleichfalls auffallend tief. Es bezieht sich diese Analyse auf vollkommen frisches Material aus dem Tauerntunnel und ist einer jener häufigen feinkörnigen biotitreichen Schlieren entnommen, die mitten im porphyrartigen Granitgneis (ähnlich Nr. 17) zu Hunderten beobachtet wurden. Der Gedanke an Schiefereinschlüsse wird durch das geologische Auftreten nicht nahegelegt, denn es handelt sich hierbei um Gesteinsmassen, die viele hundert Meter von den nächsten Schieferkontakten entfernt sind und tief im Innern des Granitgneiskörpers lagern.

Nr. 30. Schiefriger biotitreicher Gneis (Durbachitgneis) zwischen Boden- und Wildalpe im Duxer Kamm ist durchadert oder vielmehr in plattiger Wechsellagerung mit aplitähnlichen, glimmerarmen Granitgneisen, von deren Zusammensetzung die Analyse 18 (Kolbenstuben, Stilluptal) eine Vorstellung gibt. Hier wäre nach dem geologischen Auftreten eine Beziehung zu Sedimenten eher möglich. Über dieses Gestein wird im speziellen Teil ausführlicher behandelt werden.

Nr. 37. Diorit-Amphibolit bildet dunkle Linsen von sehr wechselnden Dimensionen im Tonalitgneis 32.

Nr. 38 tritt zu Syenitgneisen, die durch die Nr. 22, 24 und 29 repräsentiert werden, in ähnliche Beziehungen. Das Gestein ist ein feinkörniger Amphibolit mit Porphyroblasten von Biotit, ein unter den

Fig. 6.



Tauern Zentralgneis.

Erklärung zur obenstehenden Fig. 6.

13. Forellengneis, Tauerntunnel.
14. Aplitgneis, Rathausberg (vgl. 22), Hochalmkern.
15. » Rotbach (vgl. 23), Zillertaler Kern.
16. » Lassacher Winkel (vgl. 21) *H.*
17. Porphyartiger Granitgneis, Tauerntunnel *H.*
18. Aplitartiger Granitgneis, Kolbenstuben, Stillup *Z.*
19. Porphyrartiger Granitgneis, Lieskele *H.*
20. » » Nesselrainer, sericitisch geschiefert *Z.*
21. Granitgneis, sericitisch, geschieferte Randfacies, Lafenn *H.*
22. Porphyrartiger Granitgneis, Rathausberg (vgl. 14) *H.*
23. Granitgneis, Rotbach (vgl. 15) *Z.*
24. Syenitgneis, Ramettenkopf *H.*
25. Porphyrartiger Granitgneis, sericitisch geschieferte Randfacies, Dornaubergklamm.
26. Schiefriger Granitgneis, biotitreich, Lassacher Winkel (vgl. 16) *H.*
27. Basische Schlieren (Durbachitgneis) im porphyrartigen Granit Gneis, Tauerntunnel (vgl. 17). *H.*
28. Porphyrartiger Granitgneis, Schliffstein *Z.*
29. Syenitgneis, Hierkar *H.*
30. Schiefriger Durbachitgneis, Bodenalpe *Z.*
31. Körniger Tonalitgneis, mittleres Maltatal *Z.*
32. » » Göge, Weißenbachtal *Z.*
33. Amphibolgneis, Brandstatt, Randfacies des Hochalmkerns.
34. Floitit, Flugkogel, Randfacies des Hochalmkerns.
35. » Eissigkar *H.*
36. » gangförmig im Tonalitgneis, Roßrucken *Z.*
37. Diorit-Amphibolit, Groß-Trog *Z.*
38. Biotit-Amphibolit, Hatzingalm *H.*

basischen Ausscheidungen oft vorkommender Typus. Die relativ tiefe Lage gegenüber dem Gabbropunkt nach Daly (vgl. Fig. 4) beruht auf dem starken Hervortreten des Magnesiums gegenüber dem Calcium:

Gabbromittel nach Daly	11·2	Ca10·6 Mg Atomproz.
37 Diorit-Amphibolit	8·1	12·6
38 Biotit-Amphibolit	7·2	10·2

Vermutlich hängt dies wieder mit der Bildungsweise dieser basischen Schlieren zusammen, die als erste Ausscheidungen aus dem Magma reicher an Mg-Verbindungen sind als die in großen Massen auftretenden dioritischen und Gabbrogesteine.

Im Vergleich mit dem Dreieck Si, U, L der Tonalitgesteine ergibt sich, daß eine gewisse kleine Hinneigung in der Richtung gegen die atlantische Sippe zu bemerken ist, die insbesondere durch die

syenitischen Gneise, dann durch jene Gesteine vermittelt wird, in deren Mineralbestand die Kombination Plagioklas, Epidot, Biotit vorwaltet und für die die Bezeichnung Floitit vorgeschlagen wurde.

In der Fig. 7 sind die Analysen jener Gesteine eingetragen, die in den altkrystallinen Schiefern in Form von Intrusivlagern und Massiven auftreten.

Hier erkennt man nun deutlich, daß das durchschnittliche Niveau merklich tiefer liegt als in den Zentralgneisen.

Das hat mannigfaltige Gründe. Erstlich ist bei manchen dieser Gesteine die sericitische Verschieferung viel weiter vorgeschritten als bei den meisten Zentralgneisen, was immer mit Verlust an L-Basen verbunden sein dürfte. In einzelnen Fällen war es nicht möglich, absolut frisches Material der Analyse zuzuführen. Die Stellung von Nr. 53 (Acherkogel) ist sicher zum Teil so zu erklären. In demselben Gesteinskörper wurden später durch den Bau der Ötztaler Straße bessere Aufschlüsse hergestellt und das frischere Material ergab eine Analyse mit höherem Wert von L. (In der Figur mit T bezeichnet.) [1]

Eine scharf charakterisierte Gruppe wird gebildet durch die Grünschiefer in der Hülle des Zentralgneises und durch die Amphibolite und und Eklogite des Ötztales. Wenngleich eine genauere Prüfung dieser beiden Gruppen, auch abgesehen von jenen Unterschieden, die den verschiedenen Tiefenstufen entsprechen, gewisse Unterschiede nachweist (so sind die Grünschiefer durchschnittlich reicher an Al, die Eklogite und Amphibolite reicher an Fe), so treten diese Unterschiede im Si-U-L-Dreieck nicht hervor und die beiden mineralogisch recht verschiedenen Gruppen bedecken das gleiche Feld. In der Fig. 7, rechte Hälfte, sind neben den alten Gneisen auch die Grünschiefer sowie Amphibolite und Eklogite zur Darstellung gebracht, erstere durch schwarz-weiße, letztere durch ganz schwarze Kreise. Durch kleinere Punkte sind die hier wieder abgedruckten Analysen eingetragen, welche Frl. L. Hezner in ihrer Studie: Ein Bei-

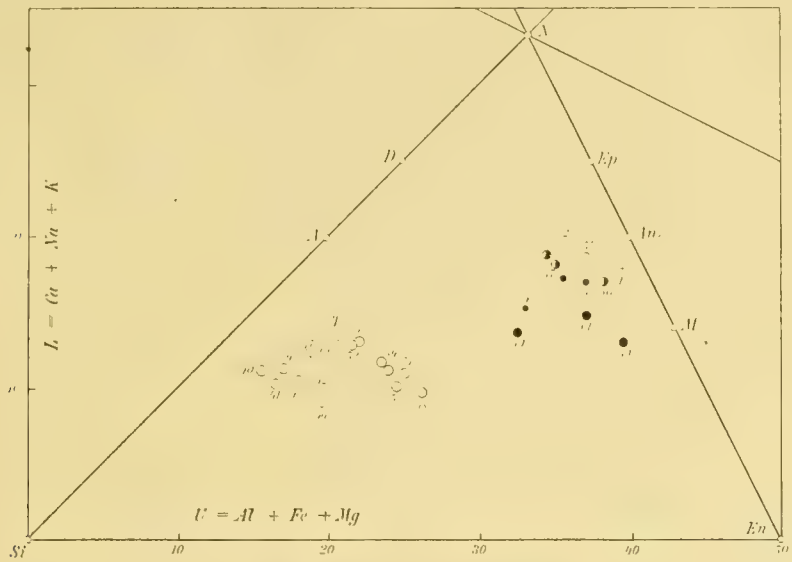
[1] Die Analyse ist veröffentlicht in der Zürcher Inauguraldissertation von H. Hirschi. Beiträge zur Kenntnis gesteinbildender Biotite und ihrer Beziehungen zum Gestein 1901. Biotitgneis vom Tumpener Steig (*T*). Hier sei auch hingewiesen auf eine Analyse des Granititgneises vom Raffeinertobel in Mineralog. petrogr. Mitt. *18* 418, 1899 (*R*), ausgeführt von M. Dittrich in Heidelberg.

Gewichtsprozente			Atomprozente		
	R	T		R	T
SiO_2	67·94	70·07	Si	65·0	66·2
TiO_2	—	·49	Al	16·6	16·0
Al_2O_3	14·86	14·46	Fe	4·0	2·9
Fe_2O_3	1·60	2·21	Mg	2·7	1·6
FeO	3·62	1·63	Ca	2·1	2·9
MgO	1·91	1·17	Na	4·7	5·6
CaO	2·02	2·90	K	4·9	4·8
Na_2O	2·52	3·07			
K_2O	4·01	3·98	Si	65·0	66·2
H_2O unt. 110°	1·57	0·13	U	23·3	20·5
H_2O über 110°		0·48	L	11·7	13·3
	100·05	100·59			
s	—	2·717			

trag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Ötztales veröffentlicht hat. (Mineralog. petrogr. Mitt. *22*, p. 437, 1903.)[1]

Die Punkte decken sich ziemlich genau mit jenem Feld, das den Gabbros und den Diabasen zufällt.

Fig. 7.



Alte Gneise. Basische Gesteine.

Bei manchen Punkten ist auch hier ein Herabsinken gegen die untere Grenzlinie des Eruptivfeldes zu bemerken, die vielleicht auch hier einer Fortführung von löslichen Basen entspricht.

[1] 1. Eklogit, Burgstein.
2. Eklogit-Amphibolit, Burgstein.
3. Eklogit, Sulztal.
4. Eklogit-Amphibolit, Burgstein.
5. Kelyphit-Amphibolit.
6. Amphibolit, Sölden.

	1	2	3	4	5	6
SiO_2 . . .	46·26	48·22	44·06	53·77	48·29	48·77
TiO_2 . . .	·28	1·07	2·29	1·19	1·79	·88
Al_2O_3 . . .	14·45	16·51	17·63	14·51	13·94	18·74
Fe_2O_3 . . .	4·41	2·64	3·40	3·55	9·61	7·21
FeO . . .	5·82	5·78	9·96	8·43	4·20	3·43
MgO . . .	11·99	8·26	7·19	5·38	6·80	6·00
CaO . . .	11·66	13·46	11·58	8·64	9·18	9·47
Na_2O . . .	2·45	3·23	2·92	2·76	3·54	3·24
K_2O . . .	1·51	0·47	0·91	0·87	1·00	1·13
H_2O unt. 110°	—	0·66	0·12	0·15	·10	1·04
H_2O üb. 110°	1·10	—	0·17	0·30	1·29	
		100·30	100·23	99·55	99·74	99·91
Spez. Gew.	3·45	2·979	3·54	3·24	3·131	2·910
Metallatomprozente						
Si	42·6	44·9	42·5	51·8	47·2	46·2
Al	15·7	17·9	19·4	16·3	15·7	20·7
Fe	7·5	6·3	10·1	9·2	10·2	7·8
Mg	16·5	11·3	10·0	7·6	9·7	8·4
Ca	11·5	13·3	11·6	8·9	9·4	9·6
Na	4·4	5·8	5·3	5·1	6·6	5·9
K	1·8	·5	1·1	1·1	1·2	1·4
Si	42·6	44·9	42·5	51·8	47·2	46·2
U	39·7	35·5	39·5	33·1	35·6	36·9
L	17·7	19·6	18·0	15·1	17·2	16·9

In der Fig. 8 sind die Analysenpunkte verschiedenartiger Schiefergesteine eingetragen, denen nach dem geologischen Auftreten kein eruptiver Ursprung zuzuschreiben ist. Es sind darunter sehr verbreitete Gesteine, die in vielen Fällen durch ihren Mineralbestand den Reichtum an Tonerde erkennen lassen.

Eine sehr charakteristische Gruppe bilden die Nummern 66, 67, 68, 69, 71, 81. Von diesen sind 66, 67, 71 reichlich Granat führende Glimmerschiefer. 71 gehört der Schieferhülle des Zentralgneises an, 66 und 67 dem altkrystallinen Gebirge. 68 ist ein Glimmerschiefer aus dem Kontaktbereich des Rieserfernertonalits und durch sehr großen Glimmerreichtum ausgezeichnet. 69 ist ein dunkler kohlenstoffreicher phyllitartiger granatführender Schiefer aus der Schieferzone vom Schneeberg in Passeir. 71 endlich der eigentümliche Fleckschiefer vom Stailersattel südlich vom Hochgallkern. Alle diese Gesteine übertreffen an Tonerdereichtum noch das von Eckel angegebene Mittel der Schiefertone und Tonschiefer.

Sehr nahe stimmt mit diesem überein die mittlere Gruppe, welche Gesteine umfaßt, die vielfach unter dem Namen Phyllitgneise, schuppige Biotitgneise aufgeführt wurden.

Hierzu gehört:

65. Grauer Schiefergneis, Töll bei Meran (Nebengestein der Töllitgänge von Egardbad.

70. Biotitschiefer Schwärzenkamm, Ötztal.

73. Glimmerschiefer mit muscovitischem Grundgewebe und Porphyroblasten von Klinochlor (oder Biotit) Woigstenzunge (Bosamertypus).

72. Aschgrauer feinschuppiger Glimmerschiefer mit Biotit im Grundgewebe, Seebachtal bei Mallnitz (Seebachtypus).

Von älteren Analysen führen auf dieselbe Stellung die beiden Analysen von Biotitgneis aus dem Arlbergtunnel, welche v. Foullon mitgeteilt hat. (Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt *35*, p. 73, 1885.)[1] Die an derselben Stelle publizierte Analyse eines »Muscovitgneises« führt nach dem Verhältnis Si, U, L zu einer Position inmitten der alten Intrusivgneise von Fig. 7.

---

[1] 1. Biotitgneis, Arlbergtunnel, 3386 *m* vom Ostportal, analysiert von E. Drasche. Viel Quarz und Feldspat, wenig Biotit, wenig Granat, wenig Rutil und Erz. Der Feldspat ist Albit.

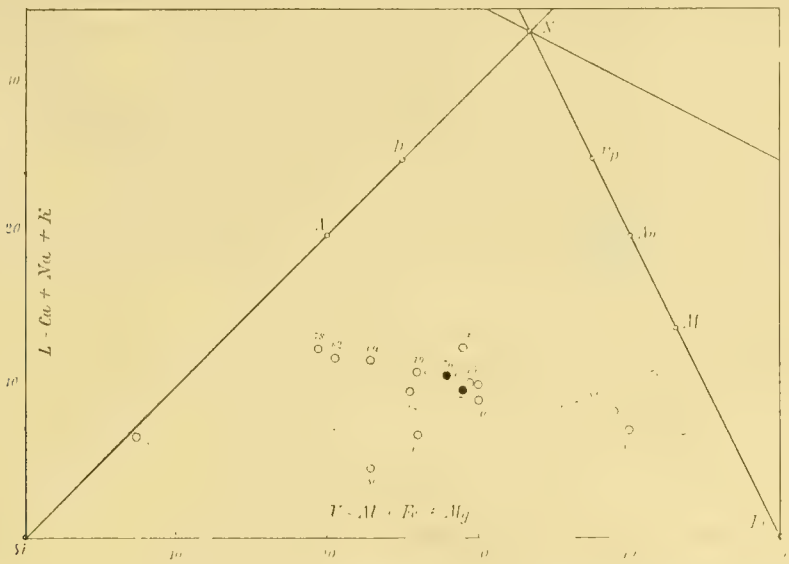
2. Biotitgneis Arlbergtunnel, 1138 *m* vom Westportal, analysiert von v. Foullon. Reich an Glimmer, Biotit waltet vor, viel Granat, wenig Rutil etwas mehr Erz. Zweiglimmergneis.

3. Muscovitgneis, Arlbergtunnel, Durchschnittprobe, Feldspat, Mikroklin, meist perthitisch durchwachsen von Albit, viel Quarz, Muscovit, analysiert von v. Foullon.

	1	2	3		Metallatomprozente 1	2	3
SiO_2	66·48	64·18	75·47	Si	63·2	61·1	70·9
Al_2O_3	15·60	16·14	14·24	Al	17·5	18·1	15·7
Fe_2O_3	6·70	7·75	1·78	Fe	4·8	5·6	1·2
MgO	2·98	3·29	0·42	Mg	4·2	4·7	0·6
CaO	2·72	1·63	0·91	Ca	2·8	1·7	0·9
Na_2O	3·03	3·14	4·25	Na	5·6	5·8	7·7
K_2O	1·55	2·46	2·52	K	1·9	3·0	3·0
Glühverlust	1·05	2·04	0·70				
	100·11	100·63	100·56	Si	63·2	61·1	70·9
				U	26·5	28·4	17·5
				L	10·3	10·5	11·6

Von dieser Gruppe weicht das Gestein 74 in der Richtung gegen die Eruptivgesteine ab. Es entspricht einer Varietät von Glimmerschiefern, die in der unteren Schieferhülle des Tauernzentralgneises in der Nähe der Gneisgrenze verbreitet ist. Licht gefärbt mit muscovitischem Grundgewebe enthält sie als charakteristische Eigentümlichkeit reichliche Porphyroblasten von Albit, öfter mit einem Oligoklas-Albit-

Fig. 8.



saum. Auf der Schieferungsfläche treten sie knotenartig hervor, auf dem Querbruch sieht man die glitzernden Spaltflächen.

Die Annahme, daß die Erhöhung von L hier der Nachbarschaft des Zentralgneises zuzuschreiben sei, liegt sehr nahe, da dieser »Großarl-Typus« auf die Nachbarschaft der Zentralgneisgrenze beschränkt ist.

Nach der entgegengesetzten Richtung, nämlich nach der Seite der pelitischen Sedimente weicht 63 ab: Glimmerschiefer vom Aacherbach bei Tumpen; gegenüber den Granatglimmerschiefern muß er viel quarzreicher sein.

Nr. 80. Sericitschiefer im Liegenden des Hochstegenkalkes, läßt außer Quarz und Sericit etwas Chloritoid erkennen. Das Gestein ist mechanisch außerordentlich mitgenommen, wie gewöhnlich die Gesteine, die sich zwischen Hochstegen-Kalk und Granitgneis einschieben.

Eine besondere Beachtung verdienen noch die Gesteine 75 und 76 (in der Figur durch volle Punkte hervorgehoben). Es sind die wohlbekannten Amphibolgarbenschiefer der Greinerzunge. Man erkennt, daß diese Gesteine keine Ähnlichkeit mit Diorit und überhaupt mit Eruptivgesteinen besitzen. Die nähere Diskussion der in L vereinigten Stoffe läßt ein starkes Hervortreten von Ca gegenüber den Alkalien erkennen.

	Metallatomprozente		
	Ca	Na	K
65. Schiefergneis, Töll	2·3	3·1	3·2
73. Glimmerschiefer, Bosamer Typus	0·8	4·9	4·4
74. » Großarl-Typus	0·4	6·0	6·1
75. Hornblendegarbenschiefer, muscovitisches Grundgewebe	4·3	2·9	2·4
76. » Grundgewebe oligoklasreich	4·2	5·7	0·7

Auf die großen Schwierigkeiten der Klassifikation weisen die Nummern 62, 64, 78 hin.

62. Biotithaltiger Schiefergneis, Unterried Längenfeld, und 64, Schiefergneis, Amberg, unteres Ötztal, sind nach ihrem Auftreten von den typischen Schiefergneisen nicht unterschieden; dennoch nähern sie sich in der Zusammensetzung den Granitgneisen, soweit das Verhältnis Si, U, L dies erkennen läßt. War hier ursprünglich Material von granitähnlicher Mischung vorhanden, ist der höhere Reichtum an L-Basen erst während der Metamorphose erworben, wie ich dies für 74 für wahrscheinlich halte? Diese Fragen können hier vorläufig nur gestellt, die Beantwortung muß der späteren Detaildiskussion überlassen werden.

Das gleiche gilt für 78, das Gestein, welches im Führer zur Exkursion IX des internationalen Geologenkongresses 1903 als Grauwackengneis bezeichnet wurde. Die Möglichkeit ursprünglich eruptiver Herkunft liegt hier nahe.

77 zeigt daß unter den Kalkglimmerschiefern dem Quarzit recht nahe stehende Typen vorkommen neben den häufiger analysierten kalkreichen.

Osann'sches Dreieck.

Die in den Figuren 5 bis 8 gegebenen Darstellungen gestatten noch nicht, gewisse Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung der Gesteine zum Ausdruck zu bringen, die für die Vergleichung wichtig sind.

Auch hier war es Rosenbusch, der durch seine Kerntheorie die Übersicht des chemischen Bestandes erleichterte. Osann hat dann unter teilweiser Benützung von graphischen Methoden, die ich für die Darstellung von den Mengenverhältnissen dreier Stoffgruppen vorgeschlagen hatte, eine graphische Darstellung des stofflichen Bestandes nach den Größen

$A =$ Anzahl der Molekelgruppen $R_2O.Al_2O_3$
$C =$ » » » $CaO\ Al_2O_3$
$F =$ » » » $CaO+MgO+FeO$

durchgeführt. Die Größen A, C, F werden auf recht umständlichem Weg ermittelt. Erst wird die Analyse wasserfrei und unter Weglassung anderer für minder wichtig angesehener Substanzen und unter Umrechnung von Fe_2O_3 in $2\,FeO$ gerechnet. Dann folgt die Berechnung der Molekularquotienten durch Division der Gewichtsprozente durch die Molekulargewichte der Oxyde; dann werden diese mit 100 multiplizierten Molekularquotienten auf die Summe 100 umgerechnet. Aus dieser Reihe erfolgt erst die Rechnung der Größen A, C, F, und diese endlich werden auf die ganz willkürlich angenommene Summe 20 gebracht und geben dann endlich das Zahlenverhältnis a, c, f, welches zur Einzeichnung in das gleichseitige Dreieck verwendet wird.

Bei der Verteilung der Tonerde auf die Atomgruppen $R'_2Al_2O_4$ und $CaAl_2O_4$ bleibt in manchen Fällen ein Überschuß von Tonerde übrig. Es kann vorkommen, daß in diesem Tonerdeüberschuß Analysenfehler stecken, namentlich wenn Phosphorsäure im Gestein vorhanden ist, aber nicht bestimmt wurde. In manchen Fällen ist ein solcher Tonerdeüberschuß Folge des mangelhaften Erhaltungszustandes des Gesteins; Alkalien werden bei der Verwitterung entfernt, es entstehen kaolinartige Trübungen in den Feldspaten. Es kann aber auch von vornherein bei tadellosem Material und richtiger Analyse ein Überschuß von Tonerde vorhanden sein. Gehalt an Glimmer, an Al-haltiger Hornblende kann diesen Überschuß herbeiführen.

Die Rechnung wurde dann doppelt geführt. Einmal unter Vernachlässigung dieses Tonerdeüberschusses. Das gibt dann die Zahlen A, C, F nach Osann und die Verhältniszahlen a, c, f.

Nach einem Rechnungsvorgang, den zum ersten Male auf meinen Vorschlag M. Stark in der Arbeit über die Gesteine von Ustica[1] anwandte, kann man den Tonerdeüberschuß in der Form $H_2Al_2O_4$ zu A schlagen. Man erhält dann ein anderes Verhältnis der drei Oxydgruppen, das mit a', c', f' bezeichnet wurde. Der Analysenpunkt wird dadurch dem Eckpunkt A nähergerückt.

In den folgenden Rechnungen wurde in der Regel diese Zahl benützt und den graphischen Darstellungen zugrunde gelegt.

Diese Darstellung hat sich zur Vergleichung der chemischen Zusammensetzung der Eruptivgesteine als sehr nützlich erwiesen und ist seit ihrer Veröffentlichung viel benützt worden.

In dieser Darstellung der chemischen Zusammensetzung kommt zunächst der Gehalt an Kieselsäure nicht zum Ausdruck. Hierzu wäre die Herstellung eines räumlichen Modelles erforderlich; das räumliche Modell suchte ich zu ersetzen durch eine Projektion der in irgendeinem Maßstab aufgetragenen Si-Ordinaten auf eine Ebene, die auf das Osann'sche Dreieck A, C, F auf die Seite AF senkrecht aufgesetzt wurde. Übrigens suchte Osann den Si-Gehalt anzudeuten durch die Berechnung des Kieselsäurekoeffizienten k. Die Stoffmengen A, C, F beanspruchen zur Bildung der Silicate mit dem höchsten möglichen Gehalt an SiO_2 gewisse Mengen von SiO_2-Molekeln und zwar:

A zur Bildung der Alkalifeldspate $R_2O\,Al_2O_3\,6SiO_2$ . . $6A$
C » » des Anorthites $CaO\,Al_2O_3\,2SiO_2$ . . . . . $2C$
F » » » Metasilicates $RO\,SiO_2$ . . . . . F

Molekel SiO_2. Die Summe $6A+2C+F$ wird als Sättigungswert bezeichnet (s_0). Ist die Menge der durch die Analyse ausgewiesenen Molekularprozente Kieselsäure s, so ist $k = \frac{s}{s_0}$ · k ist größer als 1 bei quarzreichen Gesteinen; Werte von k kleiner als 1 deuten auf das Vorhandensein von Leucit, Nephelin, Sodalithmineralen, oder auf das Vorhandensein von Olivin und Erzen.

Der Sättigungswert von Kieselsäure, der entweder in der Form der Metallatomprozente Si oder der Molekularprozente SiO_2 ausgedrückt werden kann, läßt sich für jeden Punkt des Osann'schen Dreiecks vorausberechnen. Sind a, c, f die Osann'schen Dreieckskoordinaten, wobei $a+c+f=20$ angenommen wird, so ist der Sättigungswert ausgedrückt in Metallatomprozenten Si

$$Si = 100 . \frac{6a+2c+f}{10a+5c+2f}$$

oder, da $a + c + f = 20$

$$Si = 100 . \frac{5a+c+20}{8a+3c+40},$$

ein Ausdruck, der zu einer gekrümmten Fläche führt.

Nimmt man statt Metallatomprozenten Si die Molekularprozente SiO_2 zur Darstellung des Kieselsäureniveaus, so ergibt sich für den Sättigungswert

$$SiO_2 = 100 . \frac{6a+2c+f}{8a+4c+2f}$$

oder, da $a + c + f = 20$

$$SiO_2 = 100 . \frac{5a+c+20}{6a+2c+40} .$$

Auch dieser Ausdruck führt zu einer gekrümmten Sättigungsfläche.

---

[1] M. Stark, Die Gesteine Urticas und die Beziehungen derselben zu den Gesteinen der Liparischen Inseln. Min. petr. Mitt. *23*, p. 469, 1904.

Vor kurzem zeigte ich,[1] daß das in Molekularprozenten SiO_2 ausgedrückte Sättigungsniveau der Kieselsäure zu einer Ebene wird, wenn man die Zählung der Molekelgruppen, die zu den Kernen A, C, F zusammengefaßt werden, etwas abändert.

Nennt man

A_0 die Anzahl der Molekelgruppen $R'AlO_2$
C_0 » » » » $CaAl_2O_4$
F_0 » » » » R''_2O_2,

ferner

$$a_0 = \frac{A_0}{A_0+C_0+F_0}, \quad c_0 = \frac{C_0}{A_0+C_0+F_0}, \quad f_0 = \frac{F_0}{A_0+C_0+F_0},$$

wobei $a_0+c_0+f_0 = 1$, so wird der Ausdruck für die Molekularprozente SiO_2 bei der Sättigung:

$$SiO_2 = 100.\frac{3a_0+2c_0+2f_0}{4a_0+4c_0+4f_0} = 100.\frac{a_0+2}{4} = 25a_0+50,$$

also eine lineare Funktion von a_0. Bei dieser Art von Zählung wird also das in Molekularprozenten SiO_2 ausgedrückte Sättigungsniveau an Kieselsäure eine Ebene, die über dem Eckpunkt A 75 Einheiten, über den Eckpunkten C und F 50 Einheiten von der Horizontalebene absteht.

Legt man die vertikale Projektionsebene zur Darstellung des SiO_2-Gehaltes durch die Mitte des Dreieckes und den Eckpunkt A, so erscheint das Sättigungsniveau als gerade Linie. In der graphischen Darstellung kann man nun sehr leicht beurteilen, ob ein Gestein über- oder untersättigt ist mit SiO_2.

Die Metallatomprozente Si führen zu keiner so einfachen Beziehung.

Um aus der Analyse die für graphische Darstellung erforderlichen Größen zu berechnen, ist das wiederholte Umrechnen der Analysen nach Möglichkeit vermieden worden.

Zunächst werden die Gewichtsprozente durch die Molekulargewichte dividiert, ohne vorher die Analyse wasserfrei zu rechnen oder unter Weglassung irgend welcher Stoffe auf 100 zu berechnen.

Bei den Sesquioxyden multipliziere ich den erhaltenen Molekularquotienten mit 2 und erhalto sofort einen Quotienten, welcher der Atomzahl von Aluminium oder Eisen proportional ist. Statt dieser Multiplikation dividiere ich die Gewichtsprozente durch die halben Molekulargewichte von Tonerde, beziehungsweise Eisenoxyd. Ebenso wird bei den Alkalien verfahren.

Aus dieser Zahlenreihe lassen sich nun sofort direkt die Zahlen A, C, F nach Osann, respektive A_0, C_0, F_0 ausschreiben und die Verhältniszahlen a, c, f (nach Osann $a+c+f = 20$) oder a_0, c_0, f_0 ($a_0+c_0+f_0 = 10$) berechnen und dieses Verfahren ist wieder rascher und genauer, als wenn man die erhaltenen Molekularquotienten erst auf die Summe 100 umrechnet und dann erst A, C, F herauszieht. Um den Dezimalpunkt zu sparen und eine hinlängliche Zahl von Ziffern zu erhalten, werden die Molekularquotienten mit 1000 multipliziert.

Um nun das Verhältnis A_0, C_0, F_0 gleichzeitig mit der SiO_2-Ordinate überschauen zu können, und zwar unter Verwendung von gewöhnlichen Koordinaten (Millimeterpapier), habe ich die folgende Darstellung zweckmäßig gefunden.

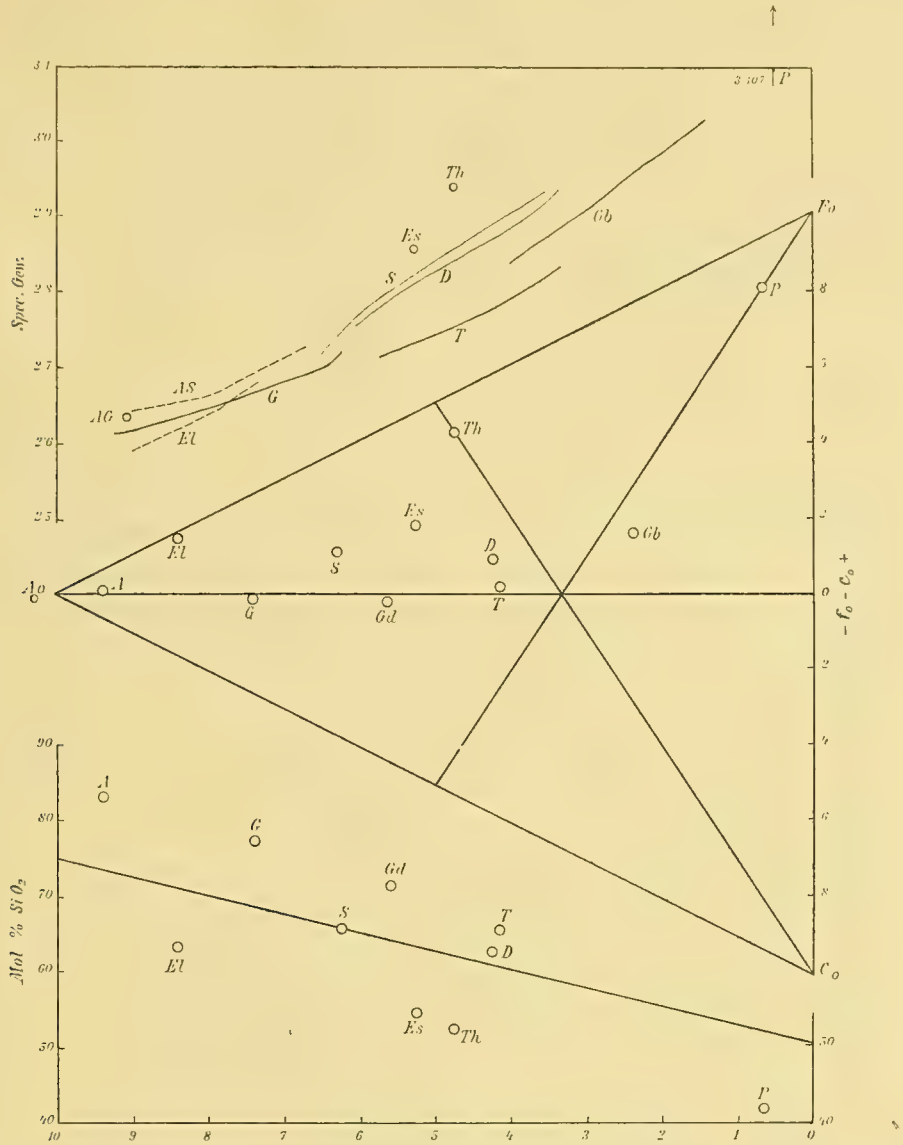
Statt des gleichseitigen Dreiecks benütze ich wieder ein wenig verzerrtes gleichschenkeliges Dreieck, in welchem die Größe a_0 in passendem Maßstab (in der Figur sind 10 cm = Einheit) von rechts nach links als Abszisse aufgetragen wird. Als Ordinate trage ich die Differenz f_0-c_0 auf. Im gleichseitigen Dreieck müßte die Auftragung in dem Maßstab $1 = \sqrt{2}$ erfolgen. Indem ich die Differenz f^0-c^0 im halben Maßstab ($1 = 5\,cm$) auftrage, erhalte ich ein gleichschenkeliges Dreieck, das vom gleichseitigen nur wenig abweicht.

In dieselbe Figur kann man dann unter dem Dreieck die SiO_2-Ordinaten auftragen, über dem Dreieck endlich läßt sich noch in passendem Maßstab als Ordinate das spezifische Gewicht darstellen, so daß man

[1] F. Becke, Die Raumprojektion der Gesteinsanalysen, Min. petr. Mitt., *30*, p. 499, 1911.

mit einem Blick die Stellung des Analysenpunktes im Dreieck $A_0C_0F_0$, die SiO_2-Ordinate und das spezifische Gewicht, alles bezogen auf die Ordinate a_0, überschaut.

Fig. 9.



In der Fig. 9 ist dies für die früher schon benützten Mittelwerte der wichtigsten Typen von Tiefengesteinen nach Daly geschehen.

Die folgende kleine Tabelle enthält die Konstruktionsgrößen.

Statt der Zahlen von Daly dürften die folgenden aus meiner Zusammenstellung (spezifisches Gewicht der Tiefengesteine) Essexit und Theralith besser charakterisieren:

	a_0	c_0	f_0
Essexit . .	5·27	1·46	3·27
Theralith . .	4·77	0·53	4·70

In dem Raum ober dem Dreieck $A_0C_0F_0$ sind einige Kurven und Punkte für das spezifische Gewicht eingetragen, welche meiner Arbeit: Das spezifische Gewicht der Tiefengesteine,[1] entnommen sind. Die Kurven sind hier auf die Abszisse a_0 bezogen und die dort aufgestellten Mittelwerte benützt.

[1] F. Becke, Das spezifische Gewicht der Tiefengesteine, Sitzber. Wiener Akad., math.-naturw. Kl., *120*, p. 265, 1911.

Nr. bei Daly		a_0	c_0	f_0	Mol. % SiO_2
78	Alaskit	9·41	0·29	0·30	83·0
4	Granit	7·42	1·35	1·23	77·1
28	Granodiorit . .	5·65	2·27	2·08	71·4
30	Quarzdiorit . .	4·14	2·81	3·05	65·5
32	Diorit	4·24	2·39	3·33	62·8
39	Gabbro	2·42	2·99	4·59	52·1
57	Peridotit	0·67	0·59	8·75	41·5
24	Elaeolith-Syenit .	8·39	0·07	1·54	63·3
13	Syenit	6·25	1·33	2·42	65·4
59	Essexit	4·33	1·58	4·09	54·6
63	Theralith . . .	4·58	0·80	4·62	52·7

Tabelle der spezifischen Gewichte, bezogen auf die Abszisse a_0.

Granit		Diorit		Alkalisyenit	
a_0	s	a_0	s	a_0	s
9·07	2·615	6·05	2·751	8·96	2·646
8·67	2·626	5·40	2·803	7·88	2·664
7·95	2·650	3·64	2·908	7·52	2·686
7·24	2·675	3·43	2·933	6·74	2·729
6·72	2·691				
6·39	2·704	Gabbro		Elaeolith-Syenit	
6·23	2·723				
		3·99	2·837	8·96	2·594
Tonalit		2·81	2·917	7·41	2·68
		2·10	2·979		
5·77	2·711	1·44	3·025	Essexit	
4·00	2·789				
3·34	2·837	Peridotit und Pyroxenit		5·27	2·858
Syenit		0·52	3·307	Theralith	
6·57	2·701	Alkaligranit		4·77	2·940
5·97	2·774				
4·75	2·853	9·03	2·630		
3·60	2·926				

Nach diesen einleitenden Bemerkungen wenden wir uns nun den einzelnen geologischen Gruppen zu und beginnen mit der Erörterung der Analysen der tonalitischen Gesteine.

Tonalitgesteine.

Die p. 4 bis 9 [156 bis 161] mitgeteilten Analysen liefern, wenngleich ihnen manche Unvollkommenheiten anhaften mögen, die teils in dem nicht ganz frischen Erhaltungszustand, teils in den Methoden der Analyse liegen, ein sehr klares Bild der Entwicklung eines Intrusivgesteins. Dabei zeigen die beiden Gruppen von Analysen, 1 bis 6 von der Rieserfernergruppe, 7 bis 12 von dem südlichen Teil der Iffingermasse oder der Ultenmasse so viel Übereinstimmung, anderseits Ergänzung, daß die nahe Verwandtschaft, die schon längst aus der petrographischen Ähnlichkeit abgeleitet wurde, hier eine neue Stütze erhält.

2, 3, 7, 9 stellen die in großen Massen verbreiteten Haupttypen dar. Sie liefern die ersten Analysen typischer Vertreter des Tonalit in diesen Teilen der Alpen, typischer wohl als die Analyse Gerharts vom Rath des Adamellotonalites vom Aviosee, auf welche dieser Typus zumeist aufgebaut wird.

1 bildet ein sehr ausgezeichnetes Beispiel eines Tonalitaplites. Die sehr niedrige Fe- und Mg-Menge, der hohe Si-Gehalt wiederholt sich wie bei allen Apliten. Eigentümlich und charakteristisch ist aber für den Tonalitaplit die ziemlich hohe Zahl für Ca.

Nach der entgegengesetzten Richtung entfernen sich vom Hauptgestein die basischen Schlieren, von denen 4 eine gute Vorstellung gibt.[1] Mehrere Züge sind da bedeutungsvoll. Die Erniedrigung der Si-Zahl ist leicht verständlich. Charakteristisch ist aber auch die Änderung in dem Verhältnis zwischen Mg und Fe.

Dieses Verhältnis ist, auf die Summe 100 gerechnet,[2] beim

	Mg : Fe	
Aplit	37 : 63	
Hauptgestein Zinsnock	39 : 61	Mittel 41 : 59
Reinwald	43 : 57	
Gaul	39 : 61	
Raffeiner Tobel	44 : 56	
Basische Schliere	46 : 54	

Diese absolute und zugleich relativ zum Eisen hervortretende Zunahme des Mg steht wohl in tiefem Zusammenhang mit der Schwerschmelzbarkeit der Mg-Silicate im Vergleich zu den Fe-Silicaten.

Eine fernere Eigentümlichkeit ist das Anwachsen des K in der basischen Schliere. Bedingt ist die Erscheinung dadurch, daß eine große Menge Biotit neben Hornblende in diesen dunklen Gesteinen angereichert ist. Der K-Gehalt steckt in den basischen Gliedern der Gesteinsreihe weit mehr im Biotit als im Kalifeldspat, der in der ganzen Gruppe in recht geringen Mengen nachweisbar ist. Dies ist deshalb wichtig, weil hier nach der ganzen Art des Auftretens die Annahme einer Einschmelzung toniger Sedimentgesteine durchaus nicht wahrscheinlich gemacht werden kann.

Wir werden diese durch Anreicherung von Biotit bedingte Ansammlung von K in den basischen Ausscheidungen noch öfter begegnen.

---

[1] Das Gestein der feinkörnigen basischen Konkretion Nr. 8 bietet den sonderbaren Fall fast gleicher Zusammensetzung mit dem Nebengestein. Es ist also lediglich ein Strukturunterschied vorhanden.

[2] Unmittelbar aus den Molekularzahlen. Bei derartigen Rechnungen bemerkt man, wie schädlich alle Umrechnungen auf 100 infolge der unvermeidlichen Abkürzungen sind. Rechnet man dieses Verhältnis aus den Molekular- oder Metallatomprozenten, so bekommt man abweichende und fehlerhafte Zahlen.

Die Ganggesteine 5, 6, 10, 11, 12 halten sich zum Zeil nahe ans Hauptgestein (11, 12); das sind also, wie Grubenmann richtig hervorgehoben hat, die eigentlichen Tonalitporphyrite; teils schlagen sie gegen das salische (5, 10) oder gegen das femische (6) Ende der Reihe aus. Zu den lichten Typen gehören auch die von mir 1893 beschriebenen »Tonalitporphyrite«, die also, wenn sie den Namen beibehalten sollen, als salische Tonalitporphyrite von den eigentlichen Tonalitporphyriten, den Tölliten Pichler unterschieden werden müßten.

Die dunklen, femischen Ganggesteine werden durch das Gestein der Abendweide repräsentiert. Einen sehr ähnlichen Typus untersuchte ich 1893 von der Antholzer Scharte. Es sind recht typische Kersantite, die immer Biotit, Augit und Hornblende gleichzeitig führen.

Während bei dem salischen Ganggefolge des Tonalits das Verhältnis Mg : Fe noch unter dem des Aplits bleibt,

salischer Tonalitporphyrit	Mg	Fe
Kreuzkogel	30	70
Brugger Alpe	31	69

wird dieses Verhältnis für das lamprophyrische Ganggestein fast gleich 1 : 1

	Mg : Fe
Abendweide	49 : 51

Bei den aschisten Tölliten ist das Verhältnis:

	Mg : Fe
Egardbad Salband	42 : 58
Mitte	40 : 60

also so wie bei den Hauptgesteinsabarten.

Dieses Verhältnis scheint sehr allgemein verbreitet zu sein, und beeinflußt innerhalb zusammengehöriger Gesteinsarten den Eisengehalt der dunklen Gemengteile: Je reichlicher sich diese am Aufbau des Gesteins beteiligen, desto lichter sind sie im allgemeinen gefärbt, je spärlicher sie auftreten, desto dunkler, eisenreicher werden sie befunden.

Recht lehrreich ist die gesetzmäßige Änderung des Si-Gehaltes, wenn man die Gesteine absehend vom geologischen Auftreten als Kernmassen oder Gänge einfach nach ihrem Basenverhältnis ordnet. Nach dem, was in der Einleitung gesagt wurde, muß sich dieses Verhältnis am klarsten darstellen, wenn man die Ordnung nach den Zahlen a_0, c_0, f_0 vornimmt, wobei

$$a_0 = \frac{10\,A_0}{A_0+C_0+F_0} \qquad c_0 = \frac{10\,C_0}{A_0+C_0+F_0} \qquad f_0 = \frac{10\,F_0}{A_0+C_0+F_0}$$

und

$$A_0 = R'AlO_2 \qquad C_0 = CaAl_2O_4 \qquad F_0 = R''_2O_2.$$

Dabei rechne ich einen Überschuß von Aluminium über die Summe Na+K+2 Ca zu A_0, indem Al mit H verbunden gedacht wird. Als Ordinate wird SiO_2 aufgetragen.

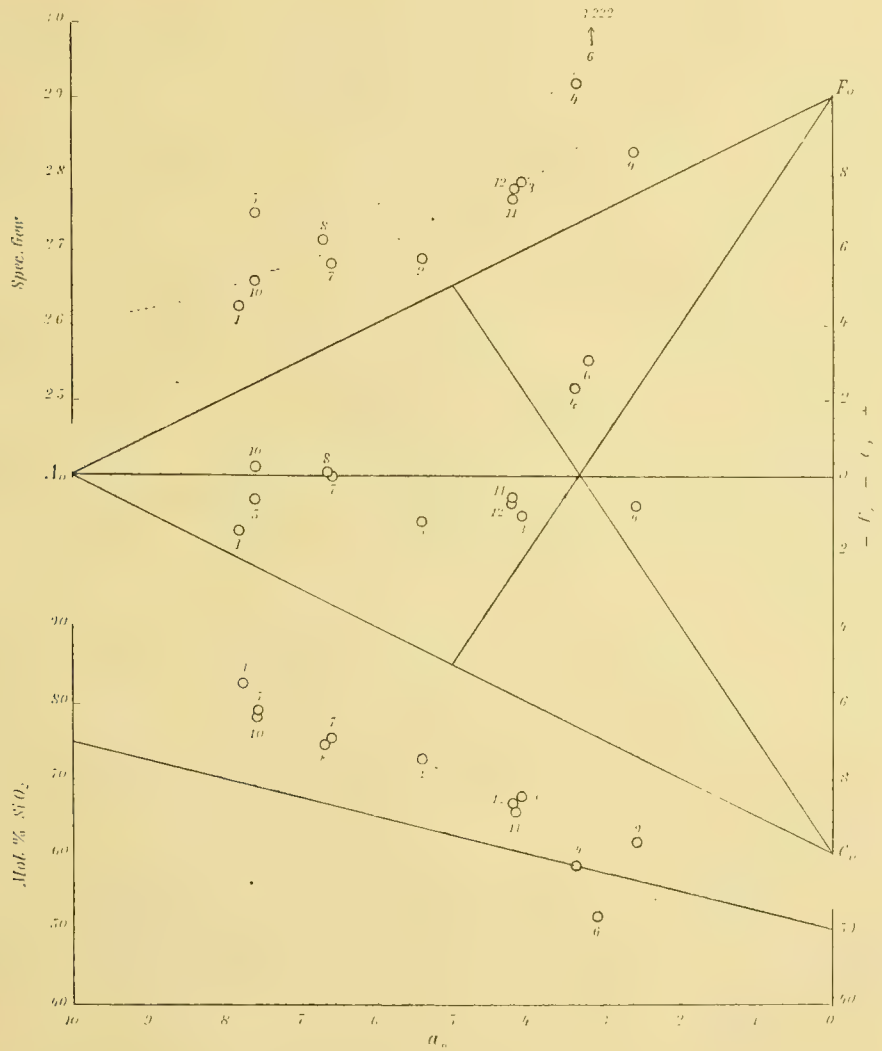
Man erhält das in der Tabelle auf folgender Seite dargestellte Resultat.

In Fig. 10 sind über der Abszisse a_0 die Werte von SiO_2 in Molekularprozenten aufgetragen. Man sieht, daß die Nummern 1, 8, 7, 2, 3, 9 mit ihren SiO_2-Ordinaten in eine sehr schöne Gerade fallen, die mit der Sättigungsordinate fast parallel läuft, daß am salischen Ende zirka 10, am femischen nur mehr zirka 5 Mol. % SiO_2 über dem Sättigungswert fallen (Gehalt an freiem Quarz, der gegen das femische Ende regelmäßig abnimmt). Die salischen und die aschisten Ganggesteine fügen sich in diese Reihe sehr gut hinein. Die basische Schliere 4 und der Lamprophyr 6 springen aus der Reihe heraus. Die Schliere liegt gerade am Sättigungsniveau, der Lamprophyr zirka 7 Mol. % SiO_2 tiefer.

Den entgegengesetzten Gang verfolgen die spezifischen Gewichte.

Nr.	Benennung und Fundort	a_0	c_0	f_0	SiO_2 Mol. %	Spez. Gew.
1	Tonalitaplit, Taufers	7·8	1·8	0·4	81·3	2·626
5	Sal. Tonalitporphyrit, Brugger Alm . . .	7·6	1·5	0·9	79·0	2·711
10	» Kreuzberg . . .	7·6	1·1	1·3	78·5	2·657
8	Quarzglimmerdiorit, Gaul	6·7	1·6	1·7	74·6	2·71
7	» »	6·6	1·7	1·7	75·7	2·679
2	» Zinsnock	5·4	2·9	1·7	72·3	2·688
12	Töllit Egardbad	4·2	3·3	2·5	66·4	2·79
11	» »	4·2	3·2	2·6	65·1	2·80
3	Tonalit, Reinwald	4·1	3·5	2·4	67·2	2·79
4	Dioritische Schliere	3·4	2·2	4·4	58·2	2·917
6	Kersantit, Abendweide	3·2	1·9	4·9	51·5	3·222
9	Tonalit, Raffeiner Tobel	2·6	4·1	3·3	61·7	2·829

Fig. 10.



Tonalit.

Das Verhalten der spezifischen Gewichte ist in derselben Figur dargestellt. Durch punktierte Linien sind die Normalwerte der spezifischen Gewichte für Granit, Tonalit und Diorit nach meiner Zusammen-

stellung dargestellt. Man bemerkt, daß die Werte der in großen Massen auftretenden Gesteine sich ziemlich nahe an der Tonalitlinie halten. Das Gestein von der Gaul bei Lanna stellt die Verbindung her zwischen Tonalit und Granit. Das Gestein des Raffeiner Tobels setzt sie gegen das femische Ende fort. Das spezifische Gewicht des Zinsnockgesteins liegt unter der Normallinie. Vielleicht infolge des hohen Feldspatgehaltes; es liegt darin eine Art aplitischen Anklangs. Auch der typische Tonalitaplit liegt unter der Granitlinie. Die dioritische Schliere fällt genau auf die Dioritlinie, und zwar an ihr femisches Ende, entsprechend dem hohen Gehalt an Hornblende.

Die aschisten Tonalitporphyre stimmen auch im spezifischen Gewicht recht gut mit dem Hauptgestein. Die salischen Gänge liegen zum Teil knapp unter (Kreuzberg), zum Teil über der Granitlinie (Brugger Alpe). Bei letzterem Gestein ist möglicherweise die einsetzende Metamorphose Ursache der Abweichung (starke Glimmerbildung in der Grundmasse und in den Einsprenglingen).

Durch sehr hohes spezifisches Gewicht ist der Lamprophyr ausgezeichnet; es wird durch nicht unbeträchtliche Mengen von Kiesen hervorgerufen.

Die folgende Fig. 11 gibt Auskunft über die Zusammensetzung der Plagioklase der Tonalitgesteine, wie sie sich nach optischen Untersuchungen herausstellt; sie ist in Vergleich gestellt mit dem »Durchschnittsplagioklas«, der sich aus der Pauschanalyse des Gesteins berechnet.

Im allgemeinen sei hervorgehoben, daß in den Plagioklasen aller dieser Gesteine die charakteristische Zonenstruktur der Erstarrungsgesteine in mehr oder weniger deutlicher Weise zu konstatieren ist. Es ist ein wichtiges Merkmal dieser Gesteine, daß die allgemeine Regel — innen anorthitreichere, außen albitreichere Mischungen — sich immer verwirklicht findet. Diese Erscheinung wird auch durch die in manchen Fällen weit vorgeschrittene Kataklase nicht verwischt. Und auch die in einigen Fällen eintretenden Neubildungen von Epidot oder Klinozoisit, die — begleitet von Neubildung von Muscosit und Chlorit — offenbar unter Angriff und teilweiser Aufzehrung der Plagioklase ins Gesteinsgewebe eintreten, vermögen den ursprünglichen Schichtenbau der Krystalle nicht unkenntlich zu machen.

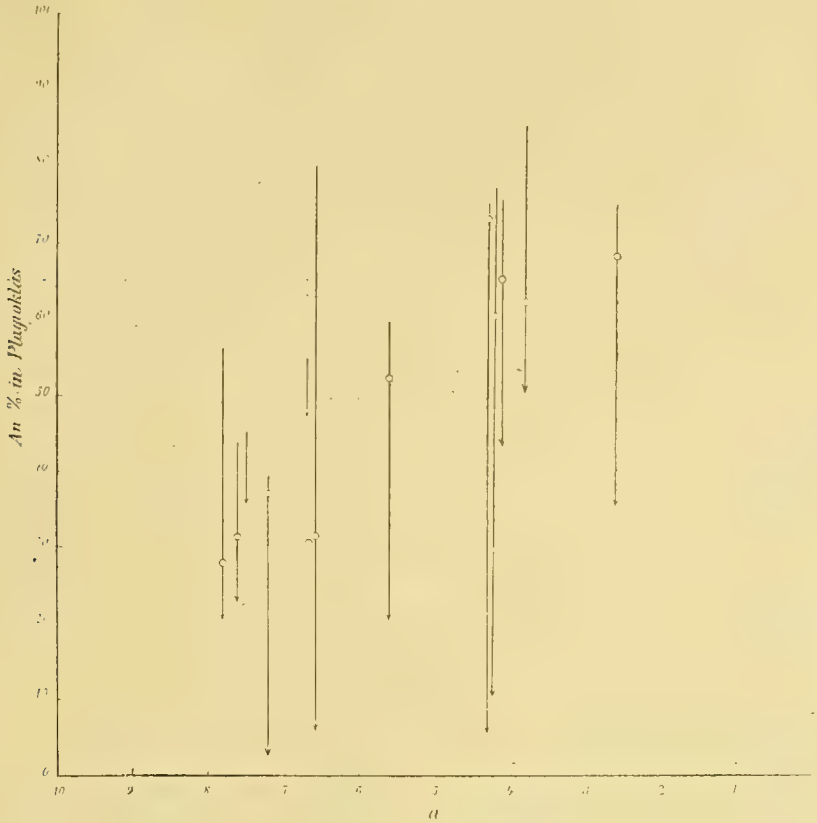
Die hier mitgeteite Tabelle vermag nicht alle Details wiederzugeben, die sich bei genauerem Studium dieser Plagioklase darbieten. Es sei daher auf die schon früher gegebenen Beschreibungen der oft komplizierten Verhältnisse verwiesen; manche Einzelheiten werden auch bei den Beschreibungen der einzelnen Gesteinsarten noch nachgetragen werden.

Es sei hier nur zusammenfassend hervorgehoben, daß ganz allgemein ein kompliziert gebauter Kern vorhanden ist, auf den eine einfache oder mehrfache Hülle folgt, die aus nach außen deutlich albitreicheren Schichten mit stetig sich ändernder Auslöschungsrichtung besteht. Häufig ist der Bau dieser Hülle so, daß auf eine stetige Zonenfolge mit abnehmendem Anorthitgehalt eine scharfe Grenze folgt, nach welcher eine zweite stetige Zonenfolge einsetzt, deren ältester Teil anorthitreicher ist als die vorangegangene Lage (basische Rekurrenz); oft wiederholt sich dieses Spiel zwei- oder dreimal. Stets ist die äußerste Zone, die sich bei den Einsprenglingen porphyrischer Gesteine mit der Grundmasse verzahnt, nach dem optischen Befund die albitreichste. Bei den Gesteinen mit eugranitischer Struktur sind diese äußersten Zonen meist mit Kalifeldspat oder Quarz in Berührung und oft nur an einzelnen Stellen des Durchschnittes entwickelt, wo bei der allmählich fortschreitenden Krystallisation des Magmas sich zuletzt noch flüssige Magmareste erhalten hatten; an anderen Stellen sind die äußersten Schichten durch benachbarte Krystalle an ihrer Ausbildung gehindert worden.

Der inhomogene Kern läßt vielfach die Spuren der Korrosion an einem ältesten anorthitreichsten Kerngerüst erkennen, dessen Lücken durch Füllsubstanz — anorthitärmere Plagioklasmischung — ausgefüllt sind, die gewöhnlich mit irgendeiner Außenzone in der optischen Orientierung übereinstimmt.

Alle diese Verhältnisse wurden schon im Jahre 1893 von mir ausführlich in der Arbeit über den Tonalit der Rieserferner geschildert und in ihrem Wesen, wie ich meine, vollkommen richtig gedeutet, so

Fig. 11.



Plagioklas der Tonalitgesteine.

daß ich den damaligen Angaben nichts wesentliches hinzuzufügen habe. Diese Auffassung der Erscheinung wurde dann von mir und anderen in Beziehung gebracht zu den theoretischen Betrachtungen der

Nr.	a_0	Gestein	Beobachteter Plagioklas			Berechneter Durchschnitts-Plagioklas
			Kerngerüst	Kern	Hülle	
1	7·8	Tonalitaplit, Taufers	51	28 bis	20	28
5	7·6	Salischer Tonalitporphyrit, Brugger Alm		44 »	22	31
10	7·5	Quarzglimmerdioritporphyrit, Kreuzberg .	55	»	45	22
	7·2	Granitit, Grasstein		39 »	2	37
7	6·6	Granodiorit, Gaul	80	65 »	5	31
8	6·7	Feinkörnige Konkretion in Nr. 7	55	45		30
2	5·4	Granodiorit, Zinsnock		60 »	20	52
12	4·2	Tonalitporphyrit (Töllit), Egardbad, Mitte		75 »	5	73
11	4·2	» . » » Salband	77	67 »	10—5	60
3	4·1	Tonalit, Taufers		75 »	42	65
	3·8	Tonalitgneis, Mauls		85 »	50	62
9	2·6	» Raffeiner Tobel		75 »	35	68

physikalischen Chemie, die in diesen schon vor Entwicklung dieser Theorien festgestellten Beobachtungstatsachen eine erfreuliche Bestätigung finden konnte.

Von all diesen Einzelheiten kann die folgende Tabelle nur einen mageren Auszug bringen, der aber in seiner Einfachheit um so klarer das Gesetz (innen anorthitreich, außen anorthitarm) hervorleuchten läßt.

In dieser Tabelle ist außer dem Hinweis auf das analysierte Gestein der Anorthitgehalt des »Durchschnittsplagioklas« angegeben. Dieser wurde berechnet aus den Molekularquotienten für Ca, der in der vorhandenen Al-Menge zu der Molekelgruppe *C* vereinigt wurde. Es ist klar, daß diese Zahl mit allerhand Fehlern der Analyse behaftet sein kann, dann daß namentlich bei Gegenwart der wohl stets Al haltenden Hornblende zu viel C in Rechnung gestellt wird.

Beim Vergleich der tatsächlich beobachteten Plagioklasmischung mit dem Durchschnittsplagioklas ist ferner zu berücksichtigen, daß eine oft nicht unbeträchtliche Menge von Albit im Kalifeldspat steckt, die mit der Menge dieses Bestandteils ansteigt. Die erstere Erwägung würde erwarten lassen, daß der ausgeschiedene Plagioklas anorthitärmer ausfalle als der berechnete Durchschnittsplagioklas; die zweite Erwägung führt zu der entgegengesetzten Erwartung. Da Hornblende und Kalifeldspat sich fliehen, sollte man in den salischeren Gliedern anorthitreichere, in den femischen anorthitärmere Plagioklase im Vergleich zum Durchschnittsplagioklas erwarten. Es scheint aber, daß beide Beziehungen in den Hintergrund gedrängt werden durch den Zonenbau der ausgeschiedenen Plagioklase, so daß der Kern stets bedeutend anorthitreicher erscheint, die Hülle anorthitärmer als der berechnete Durchschnittsplagioklas, wie dies der Fall sein muß, wenn der zuerst ausgeschiedend Plagioklas anorthitreicher ist als das Magma, entsprechend dem Typus I, Roozebom, und im Lauf der Krystallisation kein völliger Ausgleich zwischen erster Ausscheidung und dem Magmarest erfolgt.

Nur diejenigen Fälle konnten hier dargestellt werden, bei denen ausreichende Beobachtungen vorliegen. Hinzugefügt sind noch Beobachtungen an dem »Granitit« von Grasstein und am »Tonalitgneis« von Mauls nach den Beobachtungen von Petrascheck.

Von anderen ostalpinen Gesteinen, für welche genauere Plagioklasbestimmungen vorliegen, sei hier namentlich auf die Gesteine der Aufbruchzone von Eisenkappel in Südkärnten hingewiesen, welche von F. Teller geologisch aufgenommen und von H. Graber petrographisch untersucht wurden.

Es sind zwei getrennte Züge vorhanden. Der eine steckt in krystallinischen Schiefergesteinen, hat eine starke Kataklasschieferung erlitten, ähnlich dem Nordrand des Adamellostocks und dem Nordrand des Brixener Massivs. Das Gestein hat eine typische Tonalitzusammensetzung. Der Plagioklas dieses Gesteins hat ein Kerngerüst von der Zusammensetzung des Bytownits. Die Füllsubstanz besteht aus Labrador, die reich gegliederten Hüllen aus Andesin bis zu Ab-reichem Oligoklas. Der Durchschnittsplagioklasberechnet sich aus der Analyse von Krczmar zu zirka 52% An. Bei $a_0 = 4 \cdot 67$ fügt sich der Plagioklas dieses Gesteins ungezwungen in das Bild der Tonalitmagmen.

Von dem sonstigen Mineralbestand sei noch erwähnt, daß alle Tonalitgesteine mit $a_0 < 5$ Hornblende führen. Noch in 2 erscheint Hornblende ganz vereinzelt. In 4 und 6 ist sie reichlich. In 6 tritt auch Pyroxen hinzu, und es sind Pseudomorphosen nach Olivin vorhanden.

Epidot, Muscovit, Chlorit treten mit dem Charakter von Neubildungen auf, in Sprüngen, auf Klüften besonders der Plagioklase. Namentlich der inhomogene Kern der Plagioklase ist oft erfüllt davon. Diese Minerale erscheinen als etwas dem Gestein Fremdes, Pathologisches. Nie könnte man auf die Idee kommen, daß hier Epidot ein gleichberechtigter primärer Gemengteil wäre.

Zentralgneis.

Wenden wir uns nun der Betrachtung der Zentralgneismassen zu. In Fig. 12 ist die graphische Darstellung dieser Gesteine gegeben. Die 25 vorliegenden Analysenpunkte geben ein ähnliches Bild wie die Tonalitmagmen. Immerhin mit einigen Abänderungen. Vor allem ist zu konstatieren, daß die Punkte

Fig. 12.

Tauern, Zentralgneis.

weiter gegen den A_0-Pol vordringen. Die größte Zahl der Analysen fällt auf eigentlich granitische Gesteine.

14, 15, 16 sind eigentliche Aplite. Man vergleiche ihre Lage mit der Situation des Tonalitaplites in der Figur 10.

Wie dieser Aplit 1 zu seinem Hauptgestein 3, liegen auch diese Aplitgneise von ihren zugehörigen Hauptgesteinen gegen den A-Pol gerückt.

Es gehören zusammen:

	Aplit	Hauptgestein
Rathausberg (Hochalm)	14	22
Lassacher Winkel (H)	16	26
Rotbach (Zillertaler Kette)	25	23

Aber in derselben Region, wo die Aplite der gewöhnlichen Granitgneise eingetragen sind, finden sich auch die Analysen von Gesteinen, die in ausgedehnten, Hunderte von Metern mächtigen Massen auftreten, wie zum Beispiel

13, der Granitgneis am Nordportal des Tauerntunnels, der durch eigentümliche elliptische Glimmerflasern auf den Schieferungsflächen ausgezeichnete sogenannte Forellengneis,

17, der porphyrartige Granitgneis, der im Anlauftal, in der Gamskarlspitze, im hinteren Kötschachtal enorme Massen bildet.

Eine sehr eigentümliche Reihe bilden die Gesteine

22, Rathausberg,

24, Ramettenwand,

29, Hierkar.

Auch hier handelt es sich um große Massen, die einen zusammenhängenden Zug in der Hochalmmasse im Hangenden der Woigsten-Zunge zusammensetzen. Der relativ niedrige Kieselsäuregehalt steht mit Abnahme des Quarzgehaltes in Zusammenhang. Dabei haben die typischen Vorkommen eine beträchtliche Menge von Mikroklin. Die Gesteine nähern sich entschieden dem Syenit. Die Gesteine dieser Reihe sind es, welche die schönsten Beispiele von Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende enthalten (29). Bei guter Erhaltung der körnigen Struktur sind die Hornblendeformen noch deutlich zu sehen. Bei stärker geschieferten Gesteinspartien treten Schuppenflasern von Biotit an die Stelle, die man ohne den Zusammenhang mit den deutlicheren Formen kaum als ehemalige Hornblenden ansprechen würde (24).

Manche basische Schlieren (zum Beispiel 27 im Granitgneis 17 des Tauerntunnels) haben ähnliche chemische Zusammensetzung.

In großen Massen treten auch körnige und flaserige Tonalitgneise auf (31, mittleres Maltatal, 32, Göge, Weissenbachtal, Zillertaler Hauptkamm). Diese Tonalite sind aber nicht so typisch wie das Hauptgestein der Rieserfernergruppe (3, in der Fig. 10).

Die Gesteine 33, 34, 35, 37, 38 sind basische Ausscheidungen und Randfacies. 33 repräsentiert sich als veritabler Hornblendegneis, 37 ist ein Amphibolit, ebenso 38. In 34 und 35 ist ebenso wie in den Tonaliten Hornblende wahrscheinlich dagewesen, aber nun in Biotit übergeführt. Es sind das typische Vertreter jener Gesteine von der Zusammensetzung eines Diorits, in denen die Mineralkombination Plagioklas (anorthitarm), Epidot, Biotit vorwiegt und für die ich den Namen Floitit vorgeschlagen habe.

Ein eigentümliches Paar ist:

18, glimmerarmer Granitgneis, Kolbenstuben,

30, biotitreicher Gneis, Bodenalpe.

Gesteine dieser Art bauen in dickeren und dünneren, oft in nur Zentimeter mächtigen Lagen alternierend große Komplexe auf, bilden manchmal veritable Bandgneise. Der Gedanke an injizierte Sedimente liegt nahe, um so mehr, als man im Verfolg dieser Bandgneise öfter auch unzweifelhafte Glimmerschiefer antrifft. Wollte man dem geologischen Anschein folgend diese dunklen Schlieren als Sedimente deuten, so müßte man zugleich eine starke chemische Assimilation der Sedimente an die Zusammensetzung der Eruptivgneise zugestehen, und die gleiche Annahme könnte dann auch auf Gesteine wie 35 angewendet werden.

. . . Diese schwierigen Fragen können hier nur angedeutet werden und sollen später genauere Erörterung finden.

36. Ist ein Beispiel der seltenen basischen Ganggesteine.

Auch hier ist die Verschiebung des Verhältnisses zwischen Fe und Mg im Hauptgestein, den aplitischen Ausscheidungen und den basischen Differentiationen gut ausgesprochen.

	Mg	Fe
18. Glimmerarmer Gneis, Kolbenstuben	0·7	1·3
30. Biotitreicher Gneis, Bodenalpe	4·1	4·6
32. Tonalitgneis Göge, ...	2·8	5·4
37. Dioritamphibolit, Großtrog	12·6	5·8
22. Granitgneis, Rathausberg	2·3	2·5
38. Biotitamphibolit, Hatzingalm	10·2	9·6
Basische Randfacies:		
33. Brandstatt	4·6	4·2
34. Flugkogel	4·6	4·0
35. Eissigkar	6·5	4·9
Aplite.		
14. Rathausberg	0·4	0·6
15. Rotbach	0·3	0·6
16. Lassacher Winkel	0·4	0·7

Die Anreicherung der Magnesia in den basischen Gliedern hat auch hier zur Folge, daß die Biotite und Hornblenden der salischen Gesteine weit eisenreicher, dunkler sind als die der glimmer- und hornblendereichen Varietäten. Namentlich sind es die feldspatarmen grobkörnigen Amphibolite, die sich oft durch sehr lichte Hornblende auszeichnen.

Vergleicht man das mittlere SiO_2 dieser Gesteine mit der Tonalitgruppe, so ergibt sich, daß die Tauernzentralgneise dem Sättigungsniveau näher liegen. Dieses Verhalten prägt sich insbesondere bei den Syenitgneisen deutlich aus und findet sich dann auch bei den basischen Schlieren und Randzonen fortgesetzt. Die Tonalitgneise halten sich, wie es sich gehört, über dem Sättigungsniveau. Innerhalb der Reihe der Zentralgneisgesteine wird das Sättigungsniveau schon bei der Abszisse $a_0 = 5$ erreicht; im Tonalitbild erst bei $a_0 = 3 \cdot 5$.

Hand in Hand damit geht auch eine Verschiebung der mittleren Linie im Dreieck $A_0 C_0 F_0$. Beim Tonalit und seinen Begleitern liegt die Hauptmasse der Analysenpunkte unter der Horizontalen, entsprechend einem Überwiegen von c_0 über f_0. Bei den Tauern zentralgneisen ist im Mittel $c_0 = f_0$.

Das sind Unterschiede, die sich nicht durch die Metamorphose der Zentralgneisgesteine erklären lassen, sondern die in dem ursprünglichen stofflichen Bestand der Magmen begründet sind. Allerdings ist der Unterschied nicht sehr groß; viel beträchtlicher ist er bei den Gesteinen von Predazzo (siehe später).

Die Eintragung des spezifischen Gewichtes zeigt nun sowohl im ganzen als im einzelnen den Einfluß des »Volumgesetzes«. Das spezifische Gewicht dieser durch Krystalloblastese umgewandelten Gesteine liegt durchschnittlich höher als das der unveränderten Erstarrungsgesteine.

Bei einigen ist der Unterschied besonders deutlich:

20. Nesselrainer,
21. Lafenn,
23. Rotbach,
25. Dornaubergklamm.

Dies sind durchwegs stark geschieferte Typen, die bei der Metamorphose muscovitreich geworden sind.

Die hohe Zahl von 27 (basische Schliere im Tauerntunnel) dürfte durch größeren Gehalt an Eisenerzen verursacht sein.

Die syenitischen Gesteine zeigen eine absteigende Anomalie. Bei 29 (Hierkar) ist dies durch ungewöhnlich hohen Gehalt an Kalifeldspat bedingt.

Die niedrige Zahl für 37 (basische Schliere in Tonalitgneis) ist durch den ungewöhnlich hohen Gehalt an Mg (blasse Hornblenden) bedingt.

In der basischen Hälfte ist ziemlich regelmäßig das spezifische Gewicht niedriger bei den kieselsäurereicheren Gesteinen:

	SiO_2	S
37	58·1	2·90
38	56·9	3·01
32	69·1	2·775
34	63·6	2·857

In der salischen Hälfte gilt dies nicht.

Ein total verschiedenes Bild gibt nun hier der Vergleich der mikroskopisch festgestellten Plagioklasmischungen im Vergleich mit dem aus der Pauschanalyse berechneten Durchschnittsplagioklas.

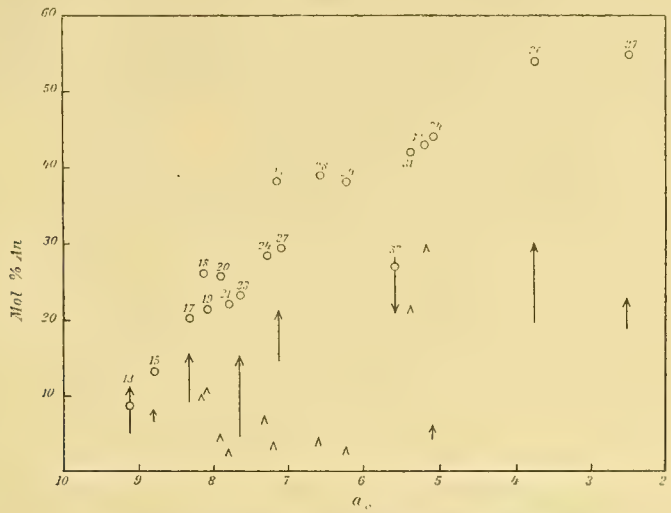
Die Daten sind, soweit sie vorliegen, in der nebenstehenden Fig. 13 zur Darstellung gebracht. Als Abszisse ist wiederum a_0 genommen; die Punktmarke gibt auf der Ordinate den Anorthitgehalt des berechneten Durchschnittsplagioklases.

Die Pfeile geben den durch optische Beobachtungen festgestellten tatsächlich vorhandenen Plagioklas an. Sehr häufig zeigt sich inverse Zonenstruktur (Pfeil aufwärts gerichtet). Vergleiche die Zahlen in der Tabelle II.

Manche wichtige Einzelheiten, wie das wolkige Eindringen albitreicher, von Glimmer und Epidotmikrolithen erfüllter Plagioklassubstanz in die einschlußfreie anorthitreichere Masse der Krystalle (sehr schön zum Beispiel bei 33 zu beobachten), müssen der Detailbeschreibung vorbehalten bleiben. Sie

beweisen sehr deutlich, daß diese vielbeschriebenen Einschlüsse sekundär während der späteren Phasen der Metamorphose aus der ursprünglich anorthitreicheren Plagioklassubstanz entstehen.

Fig. 13.



Tauernzentralgneis, Anorthitgehalt der Plagioklase.

Von dem sonstigen Mineralbestand sei hier noch hervorgehoben das häufige Auftreten von selbstständigem, oft gut geformtem Epidot als wesentlicher Gesteinsgemengteil, der den übrigen Gemengteilen, namentlich dem Biotit gegenüber sich als vollkommen gleichberechtigtes Glied der krystalloblastischen Struktur einfügt. Epidot (oft in der eisenarmen Mischung des Klinozoisit) geht durch die ganze Reihe. In den A_0 genäherten Gesteinen ist er natürlich äußerst spärlich. In den Floititen erreicht er manchmal ein Viertel bis ein Drittel der Gesteinsmasse.

Granat, vielfach an die Grenze von Biotit gebunden, wächst von diesem aus in den Feldspat hinein, gegen den er sich idioblastisch abgrenzt.

Hornblende erscheint gegenüber ihrem Auftreten in den Tonalitgesteinen merklich zurückgedrängt. 37 und 38 sind richtige Amphibolite. In 34, 35 fehlt sie oder ist vielmehr durch Biotit ersetzt. 32 enthält bei gut erhaltener Granitstruktur noch reichliche Reste, aber auch die deutlichen Spuren der beginnenden Umwandlung in Biotit. In 31 ist Hornblende nicht nachweisbar; 33, das in vieler Beziehung abweicht, enthält Hornblende neben Biotit.

Über die Abszisse von $a_0 = 5 \cdot 5$ hinaus kann man aber früher vorhandene Hornblende in 29 mit Sicherheit, in 27 mit Wahrscheinlichkeit erkennen; das Ganggestein 36 enthält minimale Mengen.

Im ganzen ergibt sich: Hornblende reichte ursprünglich weiter gegen A_0 als bei den Tonalitgesteinen, ist aber großenteils im Lauf der Metamorphose durch Biotit ersetzt worden.

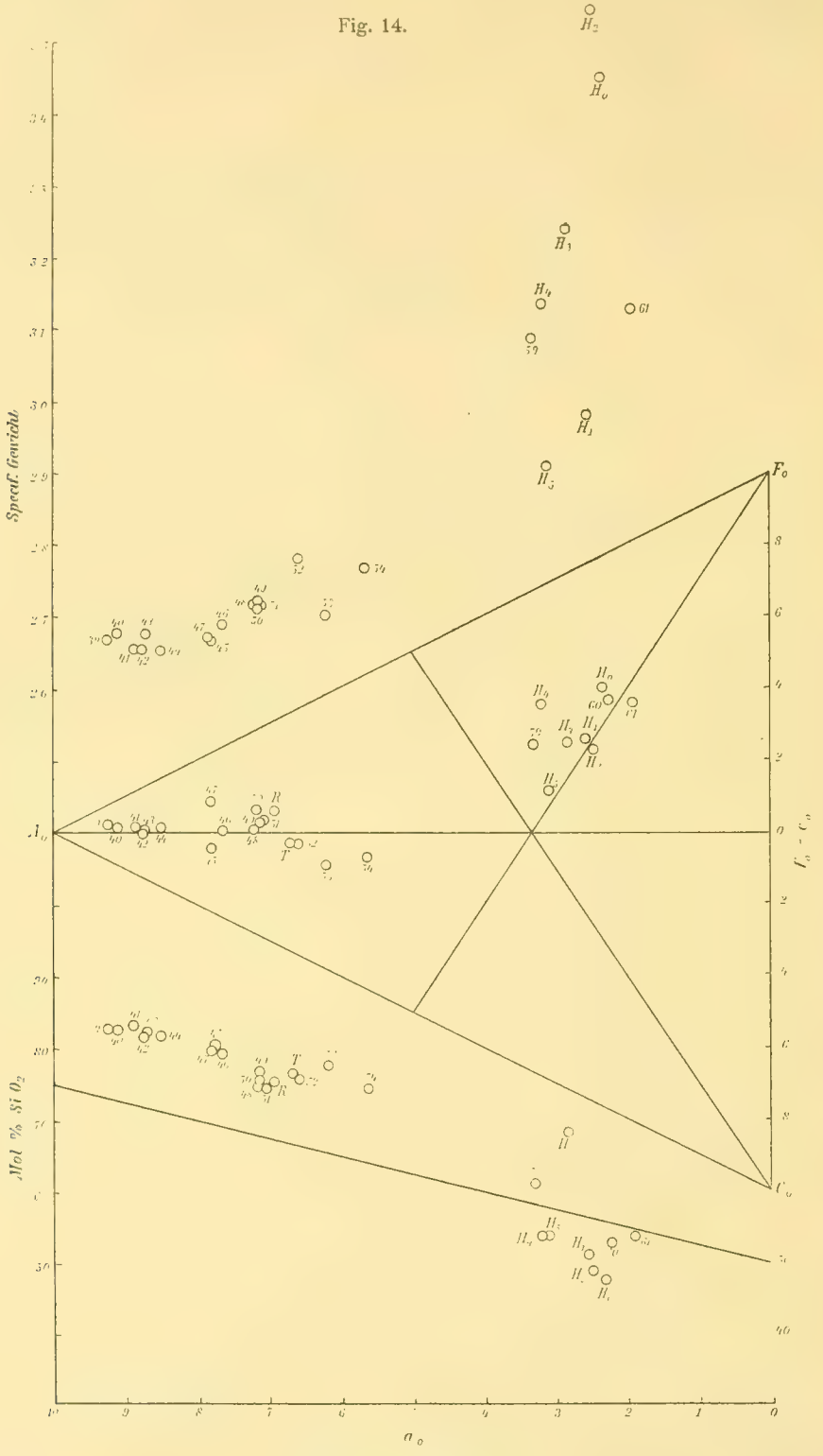
Alte Intrusivgesteine und basische Gesteine.

Die Gruppe der alten Intrusivgneise ist in der Fig. 14 zur Darstellung gebracht. Hier zeigt sich nun eine geringere Mannigfaltigkeit. Nur wenige Gesteine greifen über das Granitfeld hinaus und nähern sich tonalitischer Zusammensetzung ohne indessen den typischen Tonalit zu erreichen.

In bezug auf die Stellung im Dreieck $A_0\,C_0\,F_0$ zeigt sich mehr Ähnlichkeit mit den Gesteinen der Zentralgneisgruppe. Dagegen fehlen hier die basischen Varietäten. Die basischen Grenzfacies, die amphi-

bolitischen Randzonen sind hier entweder noch nicht gefunden oder noch nicht untersucht. Das Schwergewicht der Analysen ruht noch weiter gegen den A_0-Pol als bei den Zentralgneisen.

Fig. 14.



Alte Gneise. Eklogit-Amphibolit.

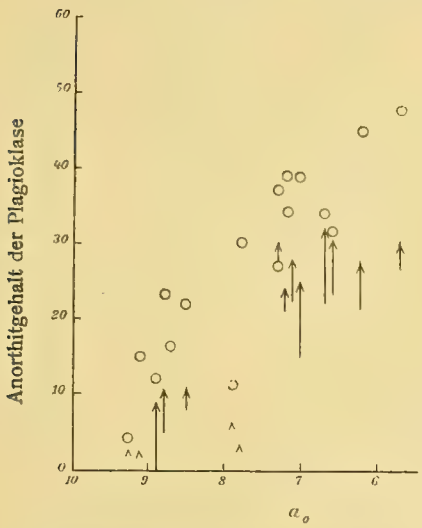
Auch die SiO_2-armen syenitischen Anklänge fehlen bis jetzt.

Die Hauptentwicklung liegt hier im Dreieck $A_0\ C_0\ F_0$ über der Horizontallinie durch A_0. Das SiO_2-Niveau ist durchwegs hoch, durchschnittlich höher als bei der Zentralgneisgruppe. Die Eintragung des spezifischen Gewichtes zeigt durchwegs Werte, die merklich über der Granitlinie liegen.

Zu bemerken ist, daß alle analysierten Gesteine mit Ausnahme von 39 und 40 in größeren Massen auftretenden Hauptgesteinen entsprechen, die also auch hier eine starke Entwicklung bei hohen A_0-Werten erlangen, einer Gruppe von Muscovit-Granitgneisen entsprechend (41—44).

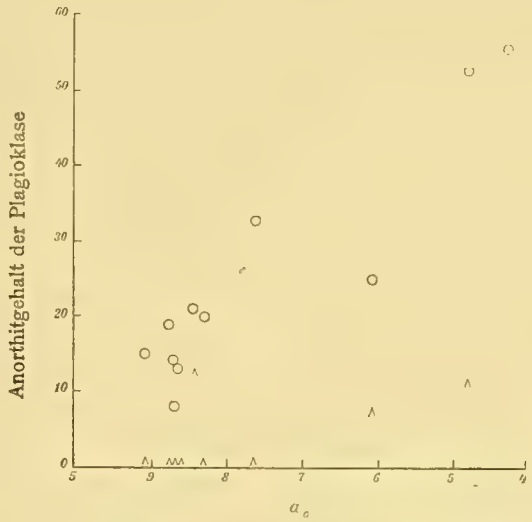
In bezug auf den Plagioklasgehalt gibt die Figur 15 Aufschluß.

Fig. 15.



Alte Gneise. An-Gehalt der Plagioklase.

Fig. 16.



Augengneise, Vintschgau. An-Gehalt der Plagioklase.

Auch hier bleibt der optisch bestimmte Anorthitgehalt (Pfeilmarke) immer unter dem berechneten Durchschnittsplagioklas (Punktmarke). Neben Gesteinen mit Oligoklasen mit inverser Zonenstruktur sind auch hier solche mit beinahe reinen Albiten vertreten. Dies sind stark kataklastisch geschieferte diaphthoritische Gesteine. Unter den Augengneisen des oberen Vintschgaus, die ich dank der Gefälligkeit des Herrn Hammer an den Originalpräparaten untersuchen konnte, sind derartige diaphthoritische Gneise besonders reich vertreten (siehe Fig. 16). Überhaupt zeigen diese Gneise mit unseren alten Intrusivgesteinen die größte Ähnlichkeit.

In der Figur 14 sind außerdem noch die Eklogite und Amphibolite des Ötztales unter Heranziehung der Untersuchungen von Dr. L. Hezner dargestellt. Das auffälligste Moment ist hier die enorme Steigerung des spezifischen Gewichtes über die normale Gabbrokurve hinaus, eine Folge der reichlichen Granatführung. Die Analysen sind p. 55 [207] abgedruckt.

Die Grünschiefer würden im Dreieck A_0 C_0 F_0 und im SiO_2-Niveau ein ganz ähnliches Bild geben.

Die Schiefergesteine der letzten Gruppe in dieser Weise zu berechnen halte ich für nicht zweckmäßig, da die Voraussetzung, von der die Rechnung nach Osann ausgeht, daß nämlich das Verhältnis Aluminium zu Alkalien und Kalk nicht größer als 1 sei, bei diesen Gesteinen nicht statt hat.

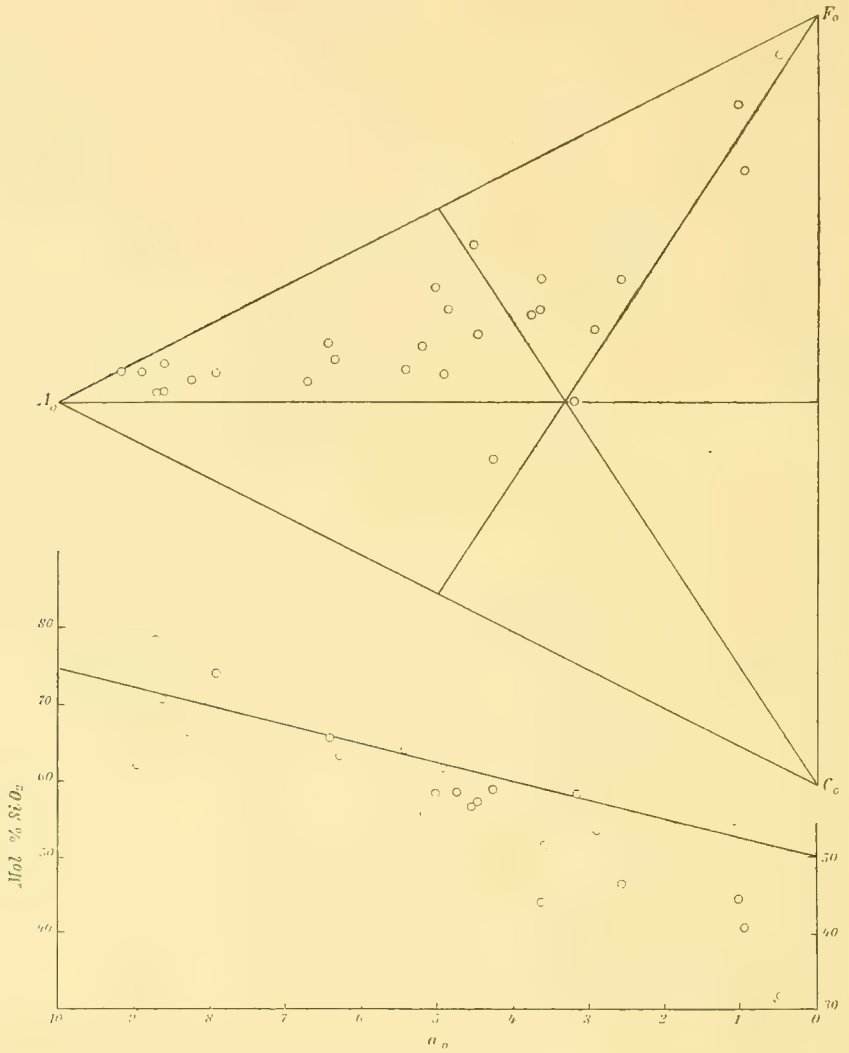
Trotz der konstatierten Unterschiede der drei Hauptgruppen: Tonalitmagmen, Zentralgneisgruppe, alte Intrusivgesteine zeigen alle diese Gesteiee so viel gemeinsames, daß sie sich zu derselben großen Gesteinssippe vereinigen lassen, von der sie nur verschiedene Ausschnitte darstellen.

Ein wesentlich davon verschiedenes Bild geben aber die Gesteine von Monzoni und Predazzo, deren Projektionen in das Dreieck $A_0C_0F_0$ und deren SiO_2-Ordinaten in der letzten Figur 17 dargestellt sind.

Aus den zahllosen Analysen, die von diesen Gesteinen vorhanden sind, wählte ich eine repräsentative Anzahl aus der Zusammenstellung von Romberg aus,[1] die ich nach der hier vorgeschlagenen Art umrechnete unter Benützung der von ihm berechneten Osann'schen Zahlen.

Wie die Figur lehrt, geben diese Gesteine ein total anderes Bild. Im Dreieck ist trotz der großen Streuung eine Annäherung an die Linie A_0F_0 und im SiO_2-Niveau ein Herabsinken der Mittelwerte unter das Sättigungsniveau zu bemerken. Dies sind wesentliche Merkmale der atlantischen Sippe.

Fig. 17.



Gesteine von Monzoni und Predazzo.

Auch wenn man von den Nephelinsyenitporphyren absieht, ist zu bemerken, daß das Herabsinken unter das Sättigungsniveau schon bei der Abszisse $a_0 = 6{\cdot}5$ beginnt, wo selbst die syenitischen Anklänge der Zentralgneise noch einen SiO_2-Überschuß von zirka 5% über die Sättigungsgrenze aufweisen.

Diese Gesteine gehören also einer ganz verschiedenen Gruppe an, die sich zu den Tonaliten etwa so verhält wie die Gesteine des böhmischen Mittelgebirges zu den ungarisch-siebenbürgischen-Andesiten.

Die für diese Figur verwendeten Analysen der Romberg'schen Zusammenstellung sind in der folgenden Tabelle aufgezählt. s ist der Gehalt an SiO_2 in Mol. %, s_0 der a_0 entsprechende Sättigungswert.

[1] Über die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine in den Gebieten von Predazzo und Monzoni. Abhandl. der königl. preuß. Akademie der Wissenschaften 1904.

Tabelle von Predazzo-Gesteinen nach Romberg.

Nr.	a_0	c_0	f_0	a_0-f_0	s	s_0	
20	9·15	·05	·80	8·35	64·11	72·6	} Nephelinsyenitporphyr
19	8·92	·17	·91	8·01	61·67	72·3	
122	8·59	·62	·79	7·80	62·58	71·5	
117	8·71	·54	·75	7·96	79·60	71·5	Granit
17	8·60	·22	1·18	7·42	70·92	71·5	Kalisyenit
21	8·25	·62	1·13	7·12	66·13	70·6	Elaeolithsyenitporphyr
13	7·92	·67	1·41	6·51	73·99	69·8	Monzonitaplit
15	6·70	1·38	1·92	4·78	67·67	66·8	Bostonit
14	6·30	1·29	2·41	3·89	63·14	65·8	Gauteit
5	6·42	1·01	2·57	3·85	65·82	66·0	Quarzmonzonit
16	5·61	1·85	2·54	3·07	63·03	64·0	Kalkbostonit
6	5·40	1·91	2·69	2·71	64·23	63·5	Hypersthenmonzonit
3	4·26	3·64	2·09	2·16	59·00	62·0	Monzonit (Plagioklasit)
8	5·15	1·75	3·10	2·05	55·48	62·9	Nephelinmonzonit
7	4·90	2·20	2·90	2·00	61·94	62·2	Syenitmonzonit
1	5·00	1·02	3·98	1·02	58·69	62·5	Normalmonzonit
83	4·75	1·39	3·82	·93	59·37	61·9	Normalmonzonit
10	4·47	1·88	3·65	·82	57·36	61·2	Kersantit
2	4·51	·69	4·80	— ·29	56·35	61·3	Monzonit, Shonkinit-facies
56	3·14	3·43	3·43	— ·29	58·11	57·8	Melaphyr
9	3·76	2·01	4·23	— ·47	54·30	59·4	Olivinmonzonit
18	3·62	2·02	4·36	— ·74	51·28	59·1	Essexit
4	2·92	2·59	4·49	— 1·57	53·19	57·3	Biotitgabbro
130	3·62	1·61	4·77	— 1·15	44·02	59·0	Camptonit
131	2·54	2·12	5·34	— 2·80	46·46	56·3	Rizzonit
104	·95	1·55	7·50	— 6·55	40·72	52·4	Pyroxenit
11	·98	·60	8·44	— 7·48	44·24	52·4	Pyroxenit
12	·47	·16	9·37	— 8·90	31·42	51·2	Wehrlit

4280

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01354 9274